Stratigraphie und Tektonik

bei

Fridingen und Mühlheim

im Donautal

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

einer

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

Vorgelegt

von

Wolfgang Bubeck

aus Tuttlingen

1933

Stratigraphie und Tektonik

bei

Fridingen und Mühlheim

im Donautal

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

einer

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

Vorgelegt

von

Wolfgang Bubeck

aus Tuttlingen

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juli 1933.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Druck: Buchdruckerei E. Schwend, Schwäb. Hall.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort ... IV

Einleitung ... 1

Stratigraphie ... 2

Der Weiße Jura α ... 2

Der Weiße Jura β ... 2

Der Weiße Jura γ ... 4

Zur Gliederung des Weißen Jura γ ... 7

Der Weiße Jura δ ... 11

Die „Pseudomutabilis-Subeumela-Übergangsschichten" ... 12

Subeumela-Zone ... 13

Setatus-Zone ... 14

Siliceus-Zone ... 15

Die Nusplinger Plattenkalke und ihre Äquivalente ... 16

Versuch einer Erklärung der verschiedenen Fazien der Plattenkalke in dem Gebiet zwischen Nusplingen und Fridingen ... 19

Obere Ulmensis-Schichten ... 20

Zementmergel ... 21

Hangende Bankkalke ... 23

Tertiäre Bildungen ... 27

Süßwasserabsätze ... 28

Schuttmassen ... 28

Allgemeines ... 28

Beobachtungen am Massenkalk ... 28

Roterde in Weiß-Jura-Kalken ... 33

Zur Karte ... 35

Tektonik ... 35

Einführung ... 35

Der Verlauf der Störungen ... 39

Das Alter der Störungen ... 45

Einflüsse auf die Form und den Verlauf der Täler ... 48

Zusammenfassung ... 50

Literaturverzeichnis ... 51

Geologische Karte (nach Seite 64).

Vorwort.

Nachdem Roll 1930 den Schwäbischen Jura in seinem oberen Teil im Lauchertgebiet eingehend untersucht und die Kenntnisse über den Oberen Malm erweitert hatte, war es von Interesse, Untersuchungen ähnlicher Art in anderen Gegenden der Alb anzustellen und die Ergebnisse zu vergleichen.

Herr Professor Dr. Hennig gestattete mir, das Gebiet der oberen Donau bei Fridingen zu bearbeiten. Für seine wertvollen Ratschläge, die den Gang dieser Arbeit förderten, und für die Mühe, der er sich bei wiederholten Geländebegehungen unterzog, spreche ich ihm meinen aufrichtigen Dank aus.

Weiter danke ich Herrn Hauptkonservator Dr. F. Berckhemer für die Bestimmung einiger Ammoniten des oberen Weißen Jura, sowie den Herren Dr. Aldinger, Dr. Kiderlen, Dr. Roll und meinen Studiengenossen für die zahlreichen Anregungen, die ich von ihnen erhielt.

Der leider schon früh verstorbene Herr Oberlehrer Rebholz hat mir jederzeit in freundschaftlicher Weise seine in einer 20jährigen Forscherarbeit gesammelten Kenntnisse zur Verfügung gestellt.

Einleitung.

Ziel und Zweck der Arbeit ist die Beantwortung der stratigraphischen und tektonischen Fragen in dem Gebiet zwischen Mühlheim—Fridingen und Kolbingen—Neuhausen. Zur Kartierung wurden die Kartenblätter Nendingen (152) und Neuhausen (161) im Maßstab 1 : 25 000 benützt.

Die Nordgrenze unseres Gebiets zieht in OW-Richtung durch Kolbingen. Als Ostgrenze wurde das Bäratal gewählt und teilweise noch mit in die Bearbeitung hereinbezogen, vor allem zur Beurteilung der Frage nach etwaiger Abhängigkeit der Talbildung von tektonischen Störungen. Von der Bäramündung verläuft die Grenze eine kurze Strecke gegen Osten über den Knopfmacherfelssattel zum Jägerhaus, von dem sie in südlicher Richtung abzweigt und über die Schäferhöhe (Gründelbuch, Jakobenhof, Hilbenhof) zur Straße Neuhausen—Meßkirch führt. Die OW-Linie durch Neuhausen bildet die Begrenzung im Süden. Die Westgrenze zieht gelappt von Nord nach Süd. Nördlich der Donau gibt die Lippach die Grenze, die dann im Donautal nach Westen bis Nendingen ausbiegt und hier durch das Rottweilertal gegen Neuhausen umschwenkt.

Das Untersuchungsfeld nimmt eine Fläche von ungefähr 45 qkm ein. Es ist ein Ausschnitt am Südrand der Albfläche, die gegen S rasch unter tertiäre und diluviale Bildungen untertaucht. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß das Gebiet tief einschneidende, mächtige Talrinnen mit starken Mäanderwindungen und zum Teil breiten Ausbuchtungen aufweist. Die ursprünglich zusammenhängende Platte wurde so topographisch mannigfach gegliedert, so daß man eher den Eindruck eines Berglandes als den einer ebenen Fläche erhält. Das Donautal bildet mit seinen weit ausholenden Windungen eine breite, im Hauptzug nordost verlaufende Furche, die der Landschaft ihr charakteristisches Gepräge verleiht. Außerdem beteiligen sich zahlreiche sekundäre und tertiäre Nebentäler an der Herausmodellierung des Geländes.

Das Gebirge des beschriebenen Gebietes baut sich fast ausschließlich aus den Schichten des ganzen Weißen Jura auf. Geringe Reste der tertiären Lehme, pliozänen Donauschotter und diluvialen Bildungen spielen eine sehr untergeordnete Rolle.

Die erste Kartierung des Geländes erfolgte unter Quenstedt auf Karten im Maßstab 1 : 50 000 (1878 und 1880). Anläßlich eines Studiums der Grundwasserverhältnisse beschrieb Berz (1926) kurz die Schichtlagerung kleiner Gebietsteile. Er erwähnte die Störung, die vom Breitenfels über Ruine Altfridingen gegen Bergsteig zieht, und eine andere, die vom Gewand Lugen bei Fridingen gegen Süden verläuft. Mit der Talgeschichte der Donau beschäftigten sich Dietrich (1904), Schad (1912/13) und Manz (Tübingen, Dissertation 1933).

(Ein ausführlicheres Manuskript über die Stratigraphie dieses Gebietes liegt in der Bibliothek des Geologischen Instituts in Tübingen auf.)

Stratigraphie.

Der Weiße Jura α.

Von Weiß Jura α ist in unserem Gebiet nur wenig aufgeschlossen: Erstens am Fuße der Felsenhalde unmittelbar hinter Altmühlheim, und zweitens jenseits der Donau an der Scheibenhalde in Höhe 638—640 m (bei Punkt 642,7 der topogr. Karte 1 : 25 000). Die mergelige Unterlage wird schon durch die zahlreichen Quellaustritte nördlich der Donau verraten. Die Kalke mit mergeligen Einlagerungen sind entweder grobgebankt (Wulfbachquelle) oder in Schwammfazies ausgebildet (Felsenhalde und Scheibenhalde). Die Mergel und Kalke enthalten zahlreiche Schuttstückchen (Roll, S. 108) von nahen, größeren Schwammwucherungen. Sehr häufig ist das für Ober-α charakteristische Leitfossil *Cardioceras alternans;* neben diesem fanden sich noch folgende Fossilien:

Perisphinctes cf. triplicatus Qu.
Perisphinctes convolutus Qu.
Peltoceras uhligi
Haploceras lingulatum Qu.
Megerlea loricata
Megerlea pectunculus
Megerlea kurrii
Belemniten, Schwämme, Brachiopoden, Seeigel und Crinoidenreste.

Der ganzen Fauna ist eine Kleinwüchsigkeit eigen. Sie gleicht der mannigfachen Lebewelt, die E. Fischer (1931) aus den Lochenschichten beschreibt.

Dank einer Bohrung auf die Oolithe des Doggers konnte eine Mächtigkeit von Weiß Jura α von 34 m festgestellt werden (Rebholz, 1926). Die große Mächtigkeit muß durch starkes Schwammwachstum erklärt werden.

Der Weiße Jura β.

Viel günstiger als in Weiß Jura α sind die Aufschlußverhältnisse in Weiß Jura β. So ist an der Scheibenhalde bei der Einmündung der Lippach in die Donau in einem verlassenen Steinbruch diese Stufe fast im ganzen Profil erschlossen. (Bei der Gliederung wurden die Ergebnisse der Stratigraphie von E. Dieterich 1932 übernommen.)

Der Hanganschnitt zeigt die verschiedenen faziellen Ausbildungen des Weißen Jura neben- bzw. übereinander (siehe Bild 1). In schön geschwungener Linie lagern die Schwammbänke zwischen den zu beiden Seiten emporgewachsenen, mächtigen Schwammbankmassen, in denen

sich die Schwammbänke unter starker Anschwellung verlieren. Über diesem etwa 15 m mächtigen Schichtkomplex folgen wohlgebankte Kalke der Normalfazies des Mittel-β. Ihnen fehlt der große Mergelgehalt der liegenden Zone. Die Kalkbänke der liegenden Zone sind durch Mergelbänke stark aufgelockert. Beide, Kalk- und Mergelbänke, erreichen oft ansehnliche Mächtigkeit durch zahlreich eingelagerten Schutt. Neben dieser Erscheinung tragen die Schwämme noch zur Verdickung der Bänke wesentlich bei. Im Hangenden einer Kalkbank nimmt der Mergel öfters rasch zu, um in der darauffolgenden Mergellage seine volle Entfaltung zu gewinnen. Die Schuttstückchen wittern aus dem grusigen, nicht geschieferten Mergel oolithisch heraus. Sehr interessant ist zu beobachten, wie diese fremden Teilchen mit der Entfernung von den Schwammbankmassen an Korngröße verlieren.

Schon E. Dieterich (1933) beschäftigte sich mit diesen unteren mergeligen Schichtpaket, da sich die stratigraphische Zugehörigkeit zu einem tieferen (Ober-α) oder höheren (Unter-β) Horizont noch nicht entscheiden ließ. Bis heute wurde noch kein Leitfossil in dieser 15 m mächtigen Zone gefunden. *Cardioceras alternans* und *Idoceras planula* fehlen, *Peltoceras bimammatum*, der gefunden wurde, ist nicht ausschlaggebend. Dieterich (1933) erwähnt, daß er ebenfalls ähnliche Verhältnisse an verschiedenen Orten der Schwäbischen Alb vorfand und einwandfreie stratigraphische Stellung durch schlechte Aufschlußverhältnisse nicht treffen konnte. An dieser Stelle muß diesem Gesteinspaket noch Weiß Jura β einbezogen werden, da sonst die Mächtigkeit auf kurze Entfernung zu stark schwanken würde, was nicht anzunehmen ist. An der Kolbinger Steige beträgt die Mächtigkeit von Weiß Jura β 55—60 m, und an der Scheibenhalde würde sie ohne diese Zone 30—35 m betragen. Es würde sich also auf kurze Entfernung (1,5 km) eine Differenz von 25—30 m ergeben, die unwahrscheinlich erscheint.

Die hangenden Kalkbänke des Mittel-β lassen sich sehr gut vom Liegenden unterscheiden: Der Mergelgehalt hat abgenommen, die Farbe hat sich von Grau nach Gelb verändert, ferner fehlen die Schwammwucherungen, nur seitlich konnten noch kleinere Kolonien sich am Leben erhalten. Randlich, an den Schwammbankmassen, gegen die einige Bänke auskeilen, machen sich Schuttmassen leicht bemerkbar. Der ganze Schichtstoß ist sehr fossilarm, selten findet man *Idoceras planula* und Haploceraten. Die Grenzbank Mittel/Ober-β mit *Oppelia wenzeli* und *Physodoceras sp.* konnte in Höhe 673 m—675 m aufgefunden werden.

Durch die starke Verschwammung dieser Zone können genaue Mächtigkeiten in unserem Gebiet nicht angegeben werden. In der näheren Umgebung betragen: Unter-β 35 m, Mittel-β 10 m, und Ober-β 5—7 m, Weiß Jura β also rund 50—55 m.

Von Mühlheim an findet man donauabwärts den ganzen Weiß Jura β nur mehr in verschwammter Fazies vor. Das Unter-β steht ferner an der Felsenhalde und am Hennenbühl bei Mühlheim an: Die mit Mergelschmitzen durchsetzten Schwammbänke zeigen hell- bis mittelgraue Farbe. Die Bankmächtigkeit unterliegt durch Schwammwucherungen

größeren Schwankungen, so daß leicht wellenförmige Lagerung zustande kommt. Die Schuttführung ist gering. Außer den typischen Schwammbankbewohnern fanden sich noch:

Peltoceras bimammatum Opp.
Perisphinctes torresiensis Choff.
Perisphinctes tiziani Opp.
Oppelia costata Qu.
Oppelia trachynota Opp.
Oppelia pichleri Opp.
Oppelia tricristata Opp.
Velata velatus Goldf.
Chlamys subtextoria Goldf.
Aptychen und Serpeln.

Im Mittel-β an der Felsenhalde hat der Mergel gegenüber dem Unter-β abgenommen, um an der Grenze β/γ wieder langsam aufzutreten. Schuttführung ist — mit wenigen Ausnahmen — nicht zu beobachten. Stylolithen und Kalzitdrusen sind häufig. Größere Ammoniten fanden sich nicht, dagegen zahlreiche kleine, die oft eine echte Ammonitenbreccie darstellen. Auffallend war an dieser Stelle (Felsenhalde), daß prozentual die Oppelien im Gegensatz zu den Perisphincten spärlicher vertreten sind. Die Zone der *Oppelia tenuinodosa* lieferte folgende Fossilien:

Idoceras schroederi Wgl.
Idoceras minutum Dch.
Oppelia tenuinodosa Wgl.
Oppelia pseudowenzeli Wgl.
Physodoceras sp.
Prosopon sp.
Schwammbankbewohner.

Dieselben Verhältnisse finden wir in dieser Zone bei Fridingen an der Straße nach Bärental im Bruch bei der Stadtmühle wieder.

Das Ober-β ist an der Spitzkehre der Kolbinger Steige bei km 11 in Schwammfazies erschlossen. Durch fast völliges Fehlen der Mergellagen machen die Bänke einen geschlossenen Eindruck. Am Bahnübergang beim Bahnhof Fridingen zur Chemischen Fabrik sind die Schichten dieser Zone durch Schwammsiedlungen stark angeschwollen. Das Schichtfallen (etwa 24° gegen SW) ist tektonisch bedingt. Die Haploceroides-Zone liegt hier in Höhe 647 m. An Fossilien erhielt ich von beiden Örtlichkeiten:

Sutneria galar Opp.
Rasenia cf. trimera Qu.
Rasenia fascigera Qu.
Cardioceras alternans ovale Qu.
Cardioceras bauhini Opp.
Physodoceras circumspinosum Opp.
Oppelia haploceroides Dch.
Oppelia sublitocera Wgl.
Perisphinctes tiziani var. *parabolis* Opp.
Perisphincten (schlecht erhalten)
Isoarca lochensis Qu.
Lima costata
Velata velatus
Chlamys subtextoria
Alectryonia sp.
Pleurotomaria sp.

Auf Tafel 1 wird versucht, die Verteilung von Normal- und Schwammfazies im Weißen Jura β unseres Gebietes festzulegen. Die Grenze zwischen beiden verläuft etwa in NS-Richtung durch Kolbingen. Gegen W klingt die ruppige Fazies rasch aus, während sie sich gegen O gleichmäßig ausbreitet.

Der Weiße Jura γ.

Da die Verwendungsmöglichkeit der Gesteine des Weiß Jura γ sehr gering ist, sind die Aufschlußverhältnisse dieser entsprechend. Hier und

da gestatten einzelne Gruben bzw. Hanganschnitte einen kleinen Einblick in die Verhältnisse dieser Stufe. Durch mächtigere Mergel- und Tonbänke werden die Kalke sehr stark aufgelockert, so daß für den gesamten Weiß Jura γ der Ausdruck γ-Mergel gerechtfertigt ist. Petrographisch läßt er sich schlecht unterteilen, während die Fauna eine verhältnismäßig gute Gliederung gestattet. Gegen das Liegende grenzt die Ammonitenbreccie Weiß Jura γ ab, die schon das Leitfossil für Unter-γ führt: *Sutneria platynota*. Im Hangenden beschließen die Grenzschichten mit *Idoceras balderus* die Stufe.

Die Platynota-Zone finden wir an der Kolbinger Steige oberhalb des Aufschlusses in Ober-β, ferner bei Fridingen am Weg zur Chemischen Fabrik und an der Straße nach Bärental gegenüber der Stadtmühle. An den beiden letztgenannten Orten sowie an der Felsenhalde trifft man gut ausgebildete Schwammbänke an. Die Ausbildungen entsprechen denen, die von anderen Orten der Schwäbischen Alb bekannt sind (vor allem aus den Arbeiten von Volz und Veit).

Fossilliste der Platynota-Zone:

Sutneria platynota Rein.
Perisphinctes subachilles Wgl.
Perisphinctes postcolubrinus Wgl.
Perisphinctes cf. polygyratus Qu.
Ataxioceras sp. (Desmoides Gruppe) Wgl.
Ataxioceras pseudobreviceps Wgl.
Ataxioceras uresheimensis Wgl.
Ataxioceras virgulatus Qu.
Ataxioceras hypselocyclus Font.
Cardioceras bauhini Opp.
Physodoceras circumspinosum Qu.
Rasenia stephanoides Opp.
Haploceras lingulatum Qu.
Ostrea sp.
Lima sp.
Schwammbankbewohner und Schnecken.

Im Mittel-γ, in dem die Ataxioceraten ihre Blüte erleben, finden sich in unserem Gebiet keine Aufschlüsse. An einigen Stellen (so z. B. an der Felsenhalde) hat die Verschwammung schon so überhand genommen, daß mächtige Schwammassen heute senkrechte Wände bilden und keine nähere Untersuchung zulassen. Beim Bau des Kraftwerkes in Fridingen konnte bei der Aushebung des Turbinenschachtes bzw. des Stollens Herr Oberlehrer Rebholz (Tuttlingen) folgende Fossilien sammeln, die er mir freundlichst zur Verfügung stellte:

Ataxioceras guentheri Opp.
Ataxioceras lothari Opp.
Ataxioceras inconditum Font.
Physodoceras binodum Qu.
Oppelia strombecki Opp.

In Ober-γ wurde von dem Aufschluß an der Wegegabel bei Punkt 623,8 unterhalb dem Wasenplatz bei Fridingen in Höhe 640 m ein genaues Profil aufgenommen, das hier in seinen Einzelheiten nicht angeführt wird.

Der Mergelgehalt überwiegt sehr stark. Im allgemeinen ändert sich die Beschaffenheit des Kalkes und Mergels bzw. Tones in der 5 m mächtigen Gesteinsfolge kaum. Die Farbe des Kalkes ist in frischem Zustande durch fein verteilten Pyrit graublau, zahlreiche Rostflecken verleihen ihm einen gelblichen Schimmer. Der aufschiefernde Mergel bzw. Ton besitzt noch dunklere Farbe. Hier und da birgt der Mergel

bzw. Ton vereinzelte Kalkknollen verschiedener Größe in sich, die rundlich verwittern. Die Fauna ist sehr reichhaltig:

Oecotraustes dentatus REIN.
Streblites tenuilobatus OPP.
Streblites frotho FONT.
Streblites weinlandi OPP.
Streblites levipicta FONT.
Rasenia trifurcata REIN.
Rasenia frischlini OPP.
Rasenia striolaris QU.
Ataxioceras lothari OPP.
Ataxioceras suberinum WGL.
Ataxioceras latifasciculatum WGL.
Ataxioceras inconditum FONT.
Ataxioceras polyplocum QU.
Physodoceras binodum QU.
Oppelia strombecki OPP.
Oppelia schmidlini MOESCH.
Nautilus sp.
Ataxioceras guentheri OPP.
Ataxioceras ex. aff. guentheri OPP. WGL.
Ataxioceras pseudoeffrenatum WGL.
Ataxioceras aff. gredingensis WGL.
Ataxioceras n. sp.
Pseudomonotis similis GOLDF.

Was die Fauna anbelangt, fällt sofort auf, daß die Faunengemeinschaft wie sie WEGELE, VOLZ und VEIT aus dem Mittel-γ anführen, noch in großen Formen hier mit *Oecotraustes dentatus* vorkommt. *Oecotraustes dentatus* scheint plötzlich und in zahlreichen Exemplaren aufzutreten. Das Faunenbild zeigt immer noch die Blütezeit der Ataxioceraten. Im oberen Teil gehen sie jedoch rasch zurück, die ganze Fauna wird ärmer und eintöniger. Sehr auffallend ist noch das Vorhandensein des *Ataxioceras suberinum*, der in Franken nach WEIGELE mit *Oecotraustes dentatus* nicht mehr vorkommt. Im Schwäbischen Jura kann er also nicht wie im Frankenjura Anspruch auf eine Leitform haben.

In Schwammfazies findet man das Ober-γ am Weg vom Bahnhof Fridingen zur Chemischen Fabrik angeschnitten. Das Fallen der Schichten ist tektonisch bedingt. Die Mergellagen überwiegen auch hier, teilweise sind sie schiefrig und zum Teil dicht entwickelt.

Außer den schon angeführten Fossilien fanden sich hier noch:

Perisphinctes crussoliensis FONT.
Perisphinctes ernesti QU.
Cardioceras sp.
Nautilus sp.
Physodoceras binodum QU.
Schwammbankbewohner, Muscheln und Schnecken.

Die Grenzschichten mit *Idoceras balderus* sind wieder kalkiger ausgebildet. Leichte Schuttführung erkennt man öfters. Außer *Idoceras balderus* wurden nur noch Strebliten gefunden. Bei Fridingen erhielt ich das Leitfossil aus der Schwammfazies in Höhe 700 m aus den Felsen oberhalb Punkt 628,9 (Nähe km 13 der Bahn). Am Bahnhof Fridingen liegt dieses Fossil in Höhe 630 m, so daß sich ein Vorauswachsen der Schwammfazies an dieser Stelle von rund 70 m ergibt.

An der Buchhalde bei Fridingen ist diese Grenzregion in Schwammbänken ausgebildet. Bezeichnend für die Fauna dieser Stelle sind breitrückige, dicke Physodoceraten, die zahlreich vorhanden sind und sich am besten mit *Ammonites inflatus quadrifinalis* QU. vergleichen lassen. Ferner fanden sich:

Perisphinctes praenuntians FONT.
Perisphinctes stenocyclus FONT.
Perisphinctes subdolus FONT.
Oppelia holbeini OPP.
Oppelia strombecki OPP.
Oppelia nereus FONT.
Streblites tenuilobatus OPP.
Streblites frotho OPP.

Die Tafel 2 zeigt die Verteilung von Normal- und Schwammfazies in Weiß Jura γ unseres Gebiets. Trotz zeitlicher Unterbrechung deckt sie sich fast gänzlich mit jener in Weiß Jura β. Ebenso wurden die Fazienverhältnisse in den Zementmergeln und Hangenden Bankkalken aufgezeichnet. Die Schwammfazies ist nur noch in spärlichem Maße vorhanden, in den Hangenden Bankkalken jedoch stärker als in den Zementmergeln.

Für den Weiß Jura δ, die Setatus- und Siliceus-Zone wurden Aufzeichnungen dieser Art unterlassen, da die zoogene Fazies dieser Horizonte unmittelbar der geologischen Karte entnommen werden können.

Zur Gliederung des Weißen Jura γ.

In der stratigraphischen Beschreibung des Weißen Jura γ wurden außer der Platynota-Zone keine Horizonte angegeben, da augenblicklich keine völlige Klarheit in der Gliederung des Mittel- und Ober-γ besteht. Dies kommt daher, daß in letzter Zeit viel Lokalstratigraphie getrieben wurde und dabei örtliche Ergebnisse zu stark in den Vordergrund gerückt sind. Im folgenden wird nun versucht, diese Resultate zu vergleichen und zusammenzufassen, hauptsächlich unter Berücksichtigung der Arbeiten von Veit (1932), Volz (1930) und Wegele (Pal. Bd. 71/72). Zur Übersicht mögen die Einteilungen nach Veit und Volz folgen:

Volz:

Weiß Jura δ

Balderus-Bänke

Zone der *Pseudomonotis similis* (Ober-γ)

Aptychenmergel
Ataxioceraten-Zone (Mittel-γ)

Platynota-Zone (Unter-γ)

Weiß Jura β

Veit:

Weiß Jura δ

Balderus-Bänke

Zone der *Pseudomonotis similis* (Ober-γ)

Aptychenmergel (ohne Strebliten)

Ataxioceraten-Zone (Mittel-γ)

Platynota-Zone (Unter-γ)

Weiß Jura β

Wenn wir den Weiß Jura γ petrographisch betrachten, so finden wir im Schwäbischen Jura im Unter-γ dünnere Mergellagen den Kalkbänken

eingeschaltet. Je höher wir in das Mittel-γ kommen, desto mehr nehmen die Ton- und Mergelbänke an Mächtigkeit zu. Sie erlangen im oberen Mittel-γ ihre Hauptentfaltung. Im oberen Teil des Weiß Jura γ bekommen die Kalkbänke lokal wieder mehr Geltung. Der Gesamteindruck, den Weiß Jura γ gibt, ist mergelig, so daß für die ganze Stufe der Name γ-Mergel zutrifft. Für den stark mergeligen Teil des oberen Mittel-γ wurde, da die Aptychen häufig zu sein scheinen, der Name Aptychenmergel eingeführt. Beim Vergleichen der Profile ergibt sich, daß an verschiedenen Orten die Mächtigkeit dieser mergeligen Zone stark schwankt. Im allgemeinen finden sich in der Region, in der *Oecotraustes dentatus* Rein. erstmals auftritt, schon geschlossenere Bänke. In unserem Gebiet ist dies nicht der Fall. Hier überwiegen in der Zone des *Oecotraustes dentatus* ganz und gar noch die Mergel. Nach Volz (Profil S. 16) herrschen im Honauer Tal dieselben Verhältnisse, während im Veitschen Gebiet in dieser Region die Mergel stark zurücktreten (Profil S. 19). Daraus ersehen wir, daß die Fazies größeren örtlichen Schwankungen unterliegt. Aus diesem Grunde wird man besser bei einer Einteilung von faziellen Verhältnissen absehen. Der Name Aptychenmergel ist irreführend, denn nicht nur in dieser Zone sind Aptychen zu finden, sondern sie durchsetzen das ganze Mittel- und Ober-γ gleichmäßig.

Die Unbrauchbarkeit einer Einteilung nach faziellen Gesichtspunkten wird noch deutlicher, wenn wir weiter entfernt liegende Gebiete wie z. B. den Frankenjura zum Vergleich heranziehen wollen. Der Weiße Jura γ in Franken ist viel tonärmer (Wegele) und kann daher mit dem Schwäbischen Jura nicht in Zusammenhang gebracht werden. Nach Wegele ist nur der Platynota-Zone ein größerer Mergelgehalt eigen, der im Mittel-γ stark abnimmt, um im Ober-γ fast völlig zu fehlen. An der Grenze Suberinum-/Dentatus-Zone besteht überhaupt kein fazieller Unterschied. (Im oberen Drittel der Dentatus-Zone tritt eine Auflockerung durch Mergelbänke auf.)

Die Aptychenmergel müssen deshalb gestrichen werden. Es muß dagegen an den horizontbeständigen Fossilien festgehalten werden.

An der Grenze β/γ konnte E. Dieterich in der ganzen Schwäbischen Alb eine geringmächtige Bank mit zahlreichen Ammonitenbruchstücken und zum Teil gut erhaltenen Ammoniten, die Ammonitenbreccie, feststellen. (Diese konnte in unserem Gebiet auch in Schwammbänken aufgefunden werden.) Mit ihr setzt unmittelbar *Sutneria platynota* Rein. ein. Da dieses Fossil in Unter-γ charakteristisch ist, wurde es früh zum Leitfossil gestempelt. Das Zonenfossil für Ober-β, *Sutneria galar*, wurde im Unter-γ noch nie gefunden, während die Fauna dieses Horizontes, übereinstimmend mit der fränkischen, noch manches Gemeinschaftliche mit derjenigen des Weiß Jura γ hat. So reichen einige Vertreter der Cardioceraten des Weiß Jura β in das Unter-γ hinauf. Häufiger unter ihnen ist *Cardioceras lineatum* Salf. *(alternans ovale* Qu.). Bei den Perisphincten ist eine gewisse Skulpturänderung zu bemerken, die jedoch erst in der nächst höheren Zone ihre mannigfache Entfaltung zur

Geltung bringt. Sie deuten die diversipartite Rippenaufteilung der Ataxioceraten an, die früher polyplok genannt wurde. Sehr charakteristisch ist auch *Rasenia stephanoides*, die ihren Vorfahren *Rasenia prostephanoides* vollständig abgelöst hat. Das Leben dieser Form dauerte ebenfalls nur kurze Zeit, denn im Mittel-γ wird sie von *Rasenia trifurcata* abgelöst, während diese sich in den übrigen Zonen des Weißen Jura γ weiter entwickelte.

So scharf die Grenzziehung zu Beginn des Weißen Jura γ ist, so verschwommen ist die Grenze Platynota-Zone gegen Mittel-γ: Erstens stirbt *Sutneria platynota* nicht mit einem Schlage aus, sondern reicht oft tief in das Mittel-γ hinauf. Veit (1932) berichtet, daß er dieses Leitfossil noch 18 m unter dem Balderus-Horizont vorfand. Dasselbe kann nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Oberlehrer Rebholz behauptet werden. Er fand ein Exemplar im Mittel-γ zusammen mit echten Ataxioceraten bei der Aggenhauser Kapelle. Zweitens wurde noch kein Vertreter der Ataxioceraten gefunden, der mit einer bestimmten Bank einsetzt. Der Grund dafür dürfte wohl darin zu suchen sein, daß diese Zone im allgemeinen schlecht erschlossen ist. Bis sich nun ein geeigneter Ataxiocerat ergibt, muß die Grenze mit dem letzten Auftreten der *Sutneria platynota* gegen das Mittel-γ gelegt werden.

Die folgende Zone weist, wie schon kurz angedeutet, einen ganz anderen Faunencharakter auf. Die Perisphincten sind zugunsten der Ataxioceraten ganz in den Hintergrund getreten. Letztere blühen rasch auf und entwickeln sich sehr mannigfaltig. Im allgemeinen scheinen die älteren Formen evoluter zu sein, während erst die jüngeren involut werden. Auch hier gibt es Ausnahmen, wie aus der Fossilliste der Platynota-Zone ersichtlich ist. Dort fand sich erstmals *Ataxioceras hypselocyclus* Font. als Vertreter der engnabeligen Ataxioceraten. Die Physodoceraten kommen erneut zur Geltung, vor allem *Physodoceras binodum*. Im mittleren Teil des Mittel-γ fehlen noch die Strebliten und *Oecotraustes dentatus* sowie die Muschel *Pseudomonotis similis*. Im fränkischen Jura konnte Wegele (Pal. Bd. 71/72) ein Zonenfossil für Mittel-γ aufstellen: *Ataxioceras suberinum* v. Amm., jedoch findet sich dieser Ammonit nur im unteren Teil der Zone häufiger. In der Dentatus-Zone kam es ihm nie zu Gesichte. Im schwäbischen Jura wurde *Ataxioceras suberinum* sehr spärlich gefunden. Von Volz im Honauer Tal (ein Bruchstück) und von mir (im Ober-γ). Wegen seiner Seltenheit und vor allem des Vorkommens im höheren Weiß Jura γ kann dieser Ataxiocerat in Schwaben nicht als Leitfossil aufgestellt werden.

Wenn Wegele keinen Perisphincten im engeren Sinne in der Suberinum-Zone mehr fand, ist dies wohl reiner Zufall. Mir liegt ein solches Exemplar aus dem oberen γ vor. Der von ihm aufgestellte Schluß, daß diese älteren Formen vollständig verdrängt wurden, dürfte im Hinblick auf die Verhältnisse an anderen Orten zu rasch gezogen worden sein. Es wäre auch schwer vorstellbar, wo urplötzlich im Weißen Jura δ die echten Perisphincten wieder herkommen sollten, die zum Teil doch gerade diesen älteren ähnlich sind.

Beschreibung des Perisphincten: Dm 128 mm, NW 53 mm, H 42 mm, D 35 mm, Rippen 45 mm. Flanken gewölbt, Rücken breit, gerundet. Größte Dicke am Nabelrand, Nabelabfall steil. Gegen die Wohnkammer rücken die Rippen etwas auseinander. Sie beginnen kräftig mit schwacher Krümmung am Nabelrand, ziehen, prokonkav nach vorn geneigt, über die Flanken, verwischen sich etwas und spalten auf jüngeren Windungen in $^2/_3$ Flankenhöhe, auf älteren in ½ Flankenhöhe dischizotom in drei Sekundärrippen auf, die schwächer als die Hauptrippen sind. Über den Rücken sind die Rippen leicht nach vorne gezogen. Am Ende der Wohnkammer stellt sich eine Schaltrippe ein. Einschnürungen sind nicht häufig, auch nicht tief. Der Mundrand ist nicht erhalten, ebenfalls die Lobenlinien. Innere Windungen fehlen. Am besten läßt sich dieser Perisphinct in die Nähe von *Perisphinctes cf. robustus* Dch. (Tafel 48, Fig. 1, Text S. 248) stellen.

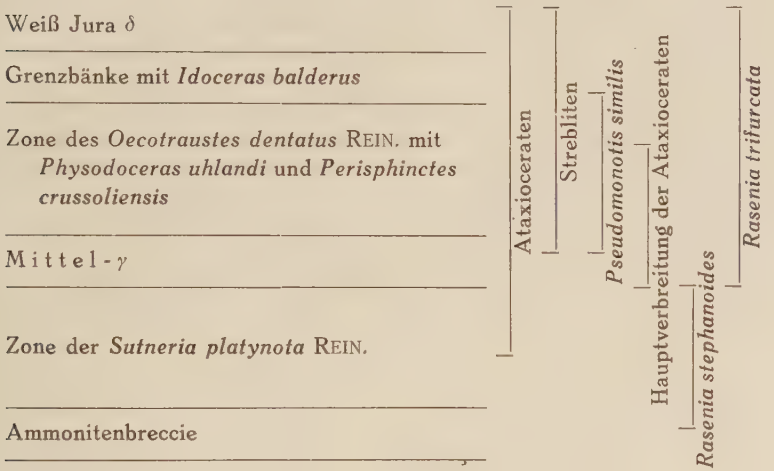
Der Volzschen Bezeichnung Ataxioceraten-Zone für den mittleren Teil des Weiß Jura γ kann nicht beigepflichtet werden, denn die Blütezeit der Ataxioceraten erlischt erst im mittleren Teil des Ober-γ, wie aus der Fossilliste bei Veit, Volz und aus dieser Arbeit deutlich hervorgeht.

Veit läßt das Ober-γ mit dem Erscheinen der Muschel *Pseudomonotis similis* beginnen. Örtlich erscheint diese Muschel zur Gliederung sehr geeignet, vor allem da, wo sie ganze Lumachellenbänke bildet. Die Regel aber ist, daß sie eine größere vertikale Verbreitung besitzt. Ihr erstes Auftreten ist auch nicht einwandfrei gesichert. Es wäre besser, hier der Tradition zu folgen und einen der zahlreichen Cephalopoden, z. B. den schon aus älterer Zeit als leitend erwähnten *Oecotraustes dentatus* Rein., zum Leitfossil zu wählen.

Veit stimmt nicht für dieses Fossil, da es noch in den Weißen Jura δ hinaufreicht (was auch Volz erwähnt). Dabei übergeht er die Tatsache, daß auch *Sutneria platynota*, das Leitfossil von Unter-γ, ebenfalls noch höher vorkommt. Außerdem ist die Grenze Unter- gegen Mittel-γ nicht so eindeutig festgelegt und leicht auffindbar wie die Grenze γ/δ (die Balderusbänke). Weiterhin findet man an dieser Obergrenze eine auffallende fazielle Änderung. Aus diesem Grunde kann man Ober-γ gut als Zone des Oecotraustes dentatus ansprechen, auch wenn er wie *Sutneria platynota* als Zonenbrecher auftritt.

Mit oder kurz nach dem Auftreten von *Pseudomonotis similis* erscheint die Gattung *Streblites* mit drei Formen. *Streblites weinlandi* und *Streblites frotho*, die die Gattung einzuleiten scheinen, treten vor *Streblites tenuilobatus* Opp. (*pictus nudus* Qu.), der kaum vor dem Leitfossil für Ober-γ erscheint, auf. Die beiden ersten Arten haben noch eine deutliche Schalenskulptur, während dem *Streblites tenuilobatus* (wie aus der Nomenklatur hervorgeht) eine ganz glatte Schale eigen ist. Oppel (Schneid, 1914/15) hat schon erwogen, eine Zone nach *Streblites tenuilobatus* zu benennen. Er konnte sich nicht dazu entschließen, da verwischte Exemplare der beiden erstauftretenden Strebliten Unsicherheit in die Stratigraphie bringen würden. Auch in unserem Gebiet konnte diese Erfahrung gemacht werden, weshalb Oppel beigepflichtet werden muß.

Beurlen (1926) trat ebenfalls für eine Tenuilobaten-Zone ein, die Veit (1932) diskutierte. Der Grund, den Veit angibt, sie fallen zu lassen, ist meines Erachtens nicht so ausschlaggebend wie der, den Oppel erwähnt. *Physodoceras uhlandi* und *Perisphinctes crussoliensis*, die in der Dentatus-Zone auftreten, sind im Schwäbischen Jura zu selten, um ihnen stratigraphische Rechte einräumen zu können. Als vorläufige Gliederung des Weißen Jura wird vorgeschlagen:



Der Weiße Jura δ.

Über den Balderusbänken, also an der Grenze γ/δ, vollzieht sich kein rascher petrographischer Umschwung. Die mergelige Ausbildung des Weiß Jura γ reicht noch etwa 3—5 m in den Weiß Jura δ hinein. Ebenso besteht ein langsames Ausklingen der alten Fauna an dieser Grenze. Die alten Formen werden jedoch rasch verdrängt und durch neue ersetzt. Die Rasenien weisen nun Rückenfurchen auf. Die Idoceraten werden von den Simoceraten abgelöst, die zu den charakteristischen Vertretern der δ-Fauna gehören. *Idoceras doublieri* d'Orb. ist für Unter-δ so wichtig wie das Grenzfossil *Idoceras balderus*. Er tritt auf und verschwindet wieder sehr rasch. Ebenso hat sich *Perisphinctes ribeiroi* Choff. als für das Unter-δ in unserem Gebiet als leitend ergeben.

An verschiedenen Orten überwiegt die Schwammfazies gegenüber der glatten, so z. B. an der Felsenhalde, Buchhalde und im Fridinger Gebiet. Wo die Schwämme im Wachsen begriffen waren, fehlen in den glatten, dickbankigen Kalken die Schuttstückchen. Der Mergelgehalt nimmt gegen das höhere δ immer mehr ab, um in den obersten Zonen völlig zu fehlen. Sehr auffallend im Mittel- und Ober-δ sind die Kieselknollen, die als helle Gebilde in frischem Zustande aus dem Gestein herausleuchten.

Die Bankmächtigkeit nimmt gegen die hangende Subeumela-Zone beträchtlich ab, so daß das Gestein den Charakter des von Roll und Veit beschriebenen Linsenkalkes erhält, der auch hier fossilarm ist.

Die Mächtigkeit der Normalfazies schwankt zwischen 40 und 60 m.

Fossilliste des Unter-δ:

Streblites tenuilobatus Opp.
Streblites frotho Opp.
Rasenia circumplicata Qu.
Rasenia trifurcata Rein.
Rasenia striolaris Qu.
Sutneria aff. eumela
Simoceras aff. explanatum Neum.
Simoceraten
(noch nicht beschrieben)
Physodoceras longispinum Qu.
Physodoceras cf. unispinosum Qu.
Physodoceras sesquinodosum Font.
Physodoceras circumspinosum Qu.
Physodoceras acanthicum Opp.
Physodoceras orthocera d'Orb.
Perisphinctes ribeiroi Font.
Perisphinctes lucingensis Choff.
Perisphinctes stenocyclus Font.
Perisphinctes cf. unicomtus Font.
Perisphinctes breviceps Qu.
Idoceras doublieri d'Orb.
Rasenia desmonota Opp.
(3 Variationen)
Rasenia pseudomutabilis Lor.
Rasenia phorcus Lor.
Virgatosphinctes vicinius Schn.
Oppelia compsa Opp.
Oppelia n. sp. aff. nereus Wgl.
Oppelia pseudoflexuosus Favre
Oppelia disceptanda Font.
Haploceras cf. fialar Opp.
Haploceras tenuifalcatum Neum.

Fossilliste des Ober-δ:

Perisphinctes gigantoplex Qu.
Perisphinctes sp. Gem.
Perisphinctes ernesti Qu.
Perisphinctes polyplocus breviceps Qu.
Perisphinctes lictor Qu.
Perisphinctes subpunctatus Font.
Perisphinctes polyplocus Rein.
Perisphinctes breviceps Qu.
Perisphinctes leptus Gem.
Perisphinctes triplex Qu.
Rasenia pseudomutabilis Lor.
Resenia phorcus Lor.
Rasenia eudoxa Lor.
Rasenia tenuiplexa var. *nuda* Beurl.
Physodoceras acanthicum Opp.
Physodoceras n. sp. aff. acanthicum Opp. Schn.
Physodoceras unispinosum Qu.
Physodoceras longispinum Sow.
Oppelia compsa Opp.
Oppelia holbeini Opp.
Oppelia nereus Font.
Oppelia tenuiplexa Font.
Schwammbankbewohner,
Belemniten, Muscheln und
Schnecken.

Die „Pseudomutabilis-Subeumela-Übergangsschichten".

Die Ergebnisse der seitherigen Erforschung dieses Horizontes faßte Roll (S. 18) zusammen. Über die Selbständigkeit oder Zugehörigkeit zu einem Horizont dieser Schichten herrscht aus Mangel an Fossilfunden noch keine völlige Klarheit. Berckhemer (Roll, 1930 S. 18) fand an der Kolbinger Steige rund 15 m unterhalb des tiefsten Fundes der *Sutneria subeumela* Schn. Rasenien. Der Weiß Jura δ reicht also hier bis in die Höhe von 790 m. (Die Grenze der Subeumela- gegen die Setatus-Zone liegt etwa 815 m hoch, die Mächtigkeit der Subeumela-Zone beträgt an der Kolbinger Steige etwa 10 m.) Die Zone der Pseudomutabilis-Subeumela-Übergangsschichten hat demnach an der Kolbinger Steige eine Mächtigkeit von rund 15 m inne.

Ein weiteres Normalprofil in dieser Region konnte am Schönenberg bei Mühlheim in Höhe 780—790 m gefunden werden. Der Gesteinscharakter des Kalkes gleicht dem, den Roll (1930 S. 19) von der Kolbinger Steige beschrieb. Gegen das Hangende färben sich die Kalke etwas dunkler. Sie springen glatt und muschlig (dem Roll einige Bedeutung verleiht). Die Kieselsäureführung ist auffallend stark. An der Kolbinger Steige erhielt ich keine Fossilien, während mir am Schönenberg zwei bedeutende Funde gelangen: *Rasenia pseudomutabilis* wurde in Höhe 780 m gefunden und 2 m unterhalb der Grenze gegen die Subeumela-Zone (Höhe 790 m) spielte sich mir ein für Weiß Jura δ charakteristischer Simocerat in die Hände. (Simoceraten wurden seither im schwäbisch-fränkischen Jura in dieser stratigraphischen Höhe noch nie erhalten.) Die Mächtigkeit der Übergangsschichten beträgt hier 10 m. Wie an anderen Orten, so ist die Fauna auch hier sehr spärlich. Muscheln, Brachiopoden und Aptychen sind am häufigsten vertreten. Die Ammoniten sind schlecht erhalten. Daß jedoch noch große Formen vorhanden sind, beweist ein Bruchstück eines großen Exemplars. *Oppelia semicostata* Bercкh., die Berckhemer (Roll, S. 18) im unteren Teil der Übergangsschichten feststellte, konnte ich am Schönenberg unmittelbar unter der Subeumela-Zone nachweisen. Waagenien, die vereinzelt schon im Weiß Jura δ auftreten, wurden nicht erhalten.

Eine Grenzlinie nach petrographischen Eigenschaften der Kalke zu ziehen, ist nicht möglich (siehe auch Roll, S. 20). Der Unselbständigkeit wegen, petrographisch wie faunistisch, möchte ich, mindestens in unserem Gebiet, die Übergangsschichten ihrer Selbständigkeit berauben. Da die spärliche Fauna (im unteren Teil Rasenien, im oberen Simoceraten) noch großen Anklang an jene des Weiß Jura δ besitzt, sollen die Übergangsschichten in den Weiß Jura δ einbezogen werden.

Subeumela-Zone.

Während die Schwämme mit ihren Kolonien den freien Sedimentationsraum immer mehr einengten, entstanden die Bankkalke der heutigen Subeumela-Zone. Obwohl diese Flächen eng begrenzt sind, läßt sich dank der charakteristischen Fazies und Häufigkeit des Leitfossils *Sutneria subeumela* Schn. diese Zone überall, sofern sie anstehend ist, leicht feststellen. Neben dem Leitfossil trifft man Physodoceraten am häufigsten an, unter denen *Physodoceras hermanni* überwiegt und deshalb ebenfalls als leitend angesehen werden kann. Roll führt schon *Haploceras lens* aus dieser Zone an, ich konnte ihn nicht finden. Nach Berckhemer tritt dieses Fossil erst in der nächsten Zone auf und erlangt in der Siliceus-Zone seine Hauptverbreitung. Eine noch nicht beschriebene Oxyoppelia spielte sich mir in die Hände: Der Kiel ist zugeschärft, mit Höckern bzw. Zähnen besetzt. Zu jedem Zahn führen auf dem oberen Flankenteil 2—3 kräftige Rippen.

Petrographisch ist die Zone schwer von dem obersten δ zu unterscheiden. Der hochprozentige Kalk ist meist durch Manganflecken

schwärzlich gefärbt. Manchmal überwiegen Rostflecken, die einen gelben Ton hervorrufen. Charakteristisch ist der Klang der dünnen Platten, der mir von Kalken anderer Zonen nicht bekannt ist. Der Kieselsäuregehalt ging im Verhältnis zu Weiß Jura δ erheblich zurück. So ist die Subeumela-Zone am Schönenberg, an der Kolbinger Steige und bei Bergsteig entwickelt. Auf dem Härle bei Fridingen ist der Kalk diagenetisch schon weitgehend zu Zuckerkorn umgewandelt. Hier scheint sich die Normalfazies mit der Schwammfazies innig zu verzahnen.

An Fossilien erhielt ich aus dieser Zone:

Sutneria subeumela SCHN.
Physodoceras hermanni BERCKH.
Physodoceras unispinosum QU.
Physodoceras longispinum QU.
Physodoceraten
(noch nicht beschrieben)
Oppelia bracheriana BERCKH.
Haploceras pseudocarachteys FAVRE
Haploceras lingulatum QU.
Aspidoceras sp.
Belemniten, Haifischzähne,
Brachiopoden, Muscheln,
Schnecken.

Setatus-Zone.

Auch hier bietet die Kolbinger Steige ein durchgehendes Profil, das schon von BRACHER, REBHOLZ, BERCKHEMER, H. FISCHER und ROLL besprochen wurde. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 13 m. Petrographisch ähneln sich die Fazien bei Kolbingen, Grabenstetten und im südlichen Lauchertgebiet sehr stark (ROLL, S. 23). Die Schuttführung fehlt auch dieser Zone wie der Liegenden. Im Handstück sind die Kalke des Ober-δ, der Subeumela- und Setatus-Zone nicht zu unterscheiden. Der Kieselsäuregehalt erfuhr gegenüber der liegenden Zone eine Zunahme. Silifikationsringe auf Fossilien wurden jedoch nicht beobachtet. Südlich der Donau bei Bergsteig und auf dem Ettenberg bei Mühlheim ist die Zone fast ganz in Schwammbänken entwickelt. Diese Fazies kann mit der von ROLL vom südlichen Lauchertgebiet beschriebenen verglichen werden. Der Kalk ist feinkörnig und homogen. Die Kieselsäure tritt stark zurück.

Da ROLL die Frage über die Auswertung der Faziesunterschiede angeschnitten hat, sollen hier kurz die erhaltenen Erfahrungen in dieser Hinsicht geschildert werden. Im Gegensatz zu ROLL fand ich die Kolbinger bzw. Grabenstettener Fazies nur muldenrandfern, nicht wie im südlichen Lauchertgebiet, wo sie am Muldenrand vorliegt. Die Fazies, so wie sie sich im nördlichen Lauchertgebiet zeigt, beschränkt sich in unserem Gebiet ausschließlich auf die Randgebiete der Becken. Dies würde auch mit dem nördlichen Lauchertgebiet übereinstimmen, denn dort liegen Becken mit einem Durchmesser bis zu 1 km vor. Sie besitzen meist eine längliche Form, so daß das Beckeninnere doch noch sehr muldenrandnah zu liegen kommt. Berücksichtigt man die Lagen der Becken, die sehr unregelmäßig im Meeresboden verteilt waren und vor allem verschiedene Größen aufwiesen, so ergeben sich für jedes einzelne Becken fast andersartige Sedimentationsbedingungen: Deshalb muß den Faziesunterschieden in der Setatus-Zone eine paläogeographische Bedeutung abgesprochen werden.

Die Kolbinger Fazies der Setatus-Zone ähnelt derjenigen der liegenden Subeumela-Zone, während die muldenrandnahe Ausbildung zur Fazies der Siliceus-Zone überleitet. Am Muldenrand sind die Gesteine der Setatus- und Siliceus-Zone in unserem Gebiet nicht zu unterscheiden.

Fossilliste:

Virgatosphinctes setatus SCHN.
Virgatosphinctes comatus SCHN.
Perisphinctes sp.
Physodoceras unispinosum QU.
Physodoceras longispinum QU.
Physodoceraten
(noch nicht beschrieben)
Haploceras lens BERCKH.
Haploceras pseudocarachteys FAVRE
Haploceras aff. fialar OPP.
Oppelia wepferi BERCKH.
Oppelia subelimatum FONT.
Oppelia bracheriana BERCKH.
Schwammbankbewohner.

Ein sehr seltsames und eigenartiges Fossil kam mir in dieser Zone zu Gesichte: Es handelt sich um einen Haploceraten mit deutlicher Rückenfurche. Die Mündung ist nicht mehr vorhanden. Dm 17 mm, NW 4 mm, WH 8 mm. Die Lobenlinie ist stark zerschlitzt.

Siliceus-Zone.

Mit dem Ende der Subeumela-Zone erlischt die progressive Phase des Schwammwachstums. Im Laufe der Setatus-Zeit schon stellt man fest, daß der unbesiedelte Meeresboden allmählich wieder an Größe gewinnt. Noch ausgedehnter wird er in der Folgezeit bis die Kolonienbildung in den jüngsten Malmsedimenten fast gänzlich begraben wird. In unserem Gebiet ist in der Siliceus-Zone die vereinzelte Stotzenbildung sehr bezeichnend. Gut erschlossen sind solche Beispiele an der Kolbinger Steige (siehe Bild 2). Die Zone ist durchschnittlich 8 m mächtig. Die hangenden Plattenkalke, die nach Ansicht von ROLL (1930 S. 37) und meinen Beobachtungen zur Siliceus-Zone (untere Ulmensisschichten) gehören, werden aus faziellen Gesichtspunkten später behandelt.

Ein Normalprofil zeigt wiederum die Kolbinger Steige am schönsten. Erstmals ist seit Weiß Jura δ ein deutlicher fazieller Unterschied vorhanden. Der Mergel setzt von neuem ein, der Kalk ist nicht mehr kristallin, sondern dicht. Schuttführung macht sich deutlich bemerkbar. Die Kieselsäure jeglicher Art der Ausbildung fehlt völlig. An folgenden Örtlichkeiten ist der Übergang zur Schwammfazies festzustellen:

1. An der westlichen Talkante des Hintelestals, etwa in Höhe 790 m.
2. Im Kessel bei Bergsteig.
3. Oberhalb den Versinkungsstellen der Donau bei Fridingen, Höhe 680 m.
4. An der Schelmenhalde bei Fridingen.
5. Am Schönenberg bei Mühlheim.

Eine Ausnahme stellen die Schichten an der Straße von Fridingen nach Bergsteig in dieser Zone dar. Im Liegenden birgt der dunkelgraue, mergelige Kalk gelbe und blaugraue Bänder aus Limonit bzw. Pyrit in sich. Gegen den hangenden Teil nimmt der Mergelgehalt beträchtlich zu.

Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 5 und 30 cm. Im oberen Teil ist eine Schieferung in Abständen von ½—1 cm zu erkennen. Es scheint hier die dünnschieferige Ausbildung, die den Nusplinger bzw. Kolbinger Platten eigen ist, schon tiefer in der Siliceus-Zone zu beginnen. Den Abschluß dieser mergelig entwickelten Bänke bildet eine rote, harte, etwa 2 m mächtige, kristalline Kalkbank, die in sich wieder untergeteilt und geschiefert ist. Im Gegensatz zur Kolbinger Fazies fehlen hier die Mergelzwischenlagen. Während dort der Mergel und Ton periodisch zugeführt wurde, muß er hier kontinuierlich mit dem Kalk sedimentiert worden sein. Die Mächtigkeit der ganzen Zone dürfte hier 8—10 m betragen, von denen mindestens die oberen 6 m in der schieferigen Fazies ausgebildet sind. Das Gestein ist ganz fossilleer.

Fossilliste:

Virgatosphinctes siliceus Qu.
Virgatosphinctes sp.
Perisphinctes paraboliferus Berckh.
Perisphinctes cf. minutus Berckh.
Physodoceras cf. siliceus Qu.
Oppelia wepferi Berckh.
Oppelia pugilis Neum.
Ochetoceras zio Opp. (3Variationen)
Ochetoceras sp.
Haploceras lens Berckh.
Haploceras cf. nimbatum Opp.
Haploceras aff. fialar Opp.
Haploceras subelimatum Font.
Muscheln, Brachiopoden,
Belemniten, Aptychen,
Schwämme, Crinoiden.

Sehr eigenartig ist der kleine Bestand von Physodoceraten gegenüber der liegenden Zone.

Die Nusplinger Plattenkalke und ihre Äquivalente.

Die Altersfrage der Plattenkalke für die Nusplinger und Kolbinger Gegend erörterte Roll (1930, S. 37 und S. 79). Zu diesem Zweck wurden die Mächtigkeitsverhältnisse von Siliceus-Zone und obere Ulmensisschichten, sowie die Horizonte IV und V bei Kolbingen herangezogen. Aus den Ergebnissen kann geschlossen werden, daß die Plattenkalkbildung noch in die Siliceus-Zeit fallen muß. Nach meinen Beobachtungen setzt die Bildung der Platten nicht regelmäßig in gleichen Horizonten ein, sondern in verschiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten. In Nusplingen beginnt die „plattige" Entwicklung nach einer 6—8 m mächtigen Ablagerung, die die leitenden Fossilien der Siliceus-Zone führt. An der Ziegelhütte bei Renquishausen liegt der Übergang von Siliceus-Zone (im engeren Sinn) zu den Plattenkalken verborgen. An der Kolbinger Steige würde die Plattenkalkbildung etwa nach 7—8 m der Sedimente der Siliceus-Zone einsetzen, während die Grenze in der Gegend bei Bergsteig (an der Straße von Fridingen) noch tiefer liegt. Am Härle bei Fridingen entzieht die Tektonik unseren Augen ein genaues Bild.

Roll (1930, S. 79) wirft die Frage des Erlöschens der Plattenkalkbildung auf. Da jüngere Ablagerungen zwischen Nusplingen und Kolbingen der Erosion zum Opfer gefallen sind, kann in diesem Gebietsteil diese Frage nicht befriedigend beantwortet werden. Südlich der Donau in der Gegend von Bergsteig kann jedoch festgestellt werden,

daß die „plattige" Bildung mit dem Einsetzen der normalen Bankkalke der oberen Ulmensisschichten aufhört. Demnach fällt also die Bildung der Plattenkalke in die Siliceus-Zeit (untere Ulmensisschichten).

Wir verfolgen diese Plattenkalke von Norden nach Süden: Bei einer Grabung in den Nusplinger Platten wurde von Herrn Dr. Aldinger (1930) ein genaues Schichtprofil aufgenommen. Pakete dünner, schiefriger Kalkplatten wechseln mit solchen feiner, toniger Schiefern ab. In unregelmäßigen Abständen sind mehr oder weniger mächtige Breccienlagen eingeschaltet.

In den Brüchen an der Ziegelhütte bei Renquishausen, in denen die bekannten Kolbinger Platten abgebaut werden, finden wir Ähnliches. Die Breccienlagen und tonigen Beimengungen fehlen jedoch. Im ersten Bruch sind die Schichten des dünnschieferigen Schichtpackens durch die Tektonik etwas zerrüttet, wodurch manchmal eine kleinere Überschiebung der Platten zustande kommt. Die Farbe des Gesteins ist gelblichgrau und geht oft durch rötliche Einlagerungen (Roterde) in ein Braunrot über. Der Kalk ist meist hochprozentig, nur selten machen sich Spuren von Mergel bemerkbar. Im zweiten Bruch sind die Plattenkalke besser erschlossen. (Siehe Bild 3.) Er zeigt dem ersten gegenüber einige Unterschiede:

Hangendes: Ackerboden.

160 cm Kalk mit gleichmäßig graublauer Farbe (durch ziemlich großen Mergelgehalt). Bankmächtigkeit 2—5 cm. Manchmal keilen einzelne Bänke aus. Dies ist zurückzuführen: 1. auf Tektonik, 2. auf Gleitfaltung (Aldinger 1930). Daß letztere stattgefunden hat, beweisen zahlreiche Striemungen in verschiedenen Schichtlagen. Genauere Ergebnisse erhält man erst durch Beobachtungen bei systematischem Abbau, der nicht gemacht werden konnte.

130 cm Kalk: Gute Bankung nach 27, 67, 80, 86, 93, 102, 113 cm. Eine Weiteraufteilung erfolgt in kleineren Abständen. Die Schieferung beträgt 2—5 mm. Der Tongehalt fehlt ganz. Die einzelnen Täfelchen sind dicht aufeinander gepackt, uneben und wellig verlaufend.

Liegendes: Nicht erschlossen.

Die im Profil von Nusplingen immer wieder auftretenden Schuttbänke sind in keinem der beiden Profile zu erkennen. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. Aldinger verlieren sich in Nusplingen die Schuttbänke gegen das Muldeninnere in gewöhnliche Kalkbänke ohne Schieferung. Daß in den Plattenkalksteinbrüchen bei Renquishausen diese Breccienlagen fehlen, verdanken sie dem Umstand, daß sie entfernter vom Muldenrand liegen (mindestens 200 m). In Lesesteinen kann man gegen den Massenkalk hin das Einsetzen der Schuttführung gut beobachten: In den muldenrandferneren Sedimenten schwimmen in der homogenen Grundmasse kleine, gerundete Schuttstückchen dunklerer Farbe. Je näher man dem Muldenrand kommt, desto größer, gröber und eckiger werden die einzelnen eingeschwemmten Breccienstückchen. Die

Schieferung wird dadurch etwas verschwommen, um hart am Muldenrand ganz auszusetzen. Wir haben hier den unmittelbaren Übergang zum Massenkalk vor uns.

Gehen wir nun 3 km südlicher zur Kolbinger Steige, so treffen wir in diesem Horizont ganz andere Verhältnisse an. Was den Plattenkalken bei Renquishausen gegenüber stark hervortritt, sind die Mergellagen zwischen den Kalkbänken. Ferner ist zu beachten, daß den Kalkbänken die Schieferung fehlt, die den beiden nördlichen Äquivalenten (auch in verwittertem Zustand) eigen ist. Sowohl die Farbe als auch der Bruch des Kalkes ist einheitlicher. Das Gestein springt meist glatt und muschelig.

Faziell kommt die Grenze Siliceus-Zone im engeren Sinn zu den Plattenkalken hier gut zum Ausdruck. Die dickbankigeren Kalklagen nehmen im Liegenden der Plattenkalke rasch ab. Ebenso verringeren sich die Mergelbänke und fehlen für kurze Zeit ganz. Das Schichtpaket über der Siliceus-Zone an der Kolbinger Steige (siehe Bild 4) wurde von Roll (1930, S. 79) in zwei Teile gegliedert:

Oben: 7,60 m dickgebankte Kalke.

Unten: 3,40 m 5—7 cm, selten wenig mehr, dicke Kalkbänke.

Die unteren 3,40 m mächtigen Kalke werden den Nusplinger Plattenkalken gleichgesetzt und als fazieller Übergang zu den dickbankigen Kalken angesehen. Bei einer Profilaufnahme stellte ich nun fest, daß die oberen Schichten teilweise eine gut erkennbare Schieferung zeigen. Aus diesem Grunde muß auch der obere Teil des Bruches noch zu den Äquivalenten der Nusplinger Plattenkalke gestellt werden. Auf die Verschiedenheit der Renquishauser Fazies und der an der Kolbinger Steige wird später eingegangen.

Die Plattenkalke südlich Fridingen am Härle und bei Bergsteig lassen sich wieder mehr mit denen an der Ziegelhütte bei Renquishausen vergleichen. Eingehender sollen nur die Plattenkalke am Härle besprochen werden, da sich die Fazien dieses Gebietsteils gleichen.

Die untere Zone der Plattenkalke treffen wir an der Kriegergedächtniskapelle am Fußweg zum Härle (tektonisch tiefer gelegt) an. Die Bankmächtigkeit beträgt 20—40 cm. Die einzelnen Bänke schiefern in etwa 0,5—1 cm dicke Platten auf, also Renquishausen entsprechend. Über diesen Platten folgen grobe, ungeschieferte Schuttbänke, die sich ziemlich weit gegen SW über den Sporn erstrecken.

Der mittlere Horizont dieser Plattenkalke ist an einem Felsvorsprung etwa 100 m südlich vom „u" von Lugen erschlossen. In groben Zügen wechseln Schichtpakete dünner Tafeln mit geringmächtigeren kompakten Kalkbänken ab, die zum Teil stark Schutt führen.

Bei genauer Profilaufnahme stellen sich 2 bzw. 3 Sedimentationszyklen heraus: Das Liegende ist mit Schutt bedeckt und bewachsen. Von unten nach oben folgen: 330 cm + ? dünne Platten, deren unterer Teil dunkler als der obere gefärbt ist (durch Pyrit bzw. Limonit). Darauf folgt eine weiter nicht aufgeteilte Breccienbank von 50 cm Dicke, über

der 20 cm Kalk folgt. Dieser teilt sich in gröbere Platten auf. Nun setzen wieder 230 cm dünne Platten ein, deren Farbe unten und oben hell, in der Mitte dunkel ist. Eine zweite Breccienbank mit 75 cm Mächtigkeit beendet die Sedimentation der Platten. Eine zweite Kalkbank, 80 cm mächtig, leitet wie die erste über zur neuen Plattensedimentation mit einer Mächtigkeit von 600 cm + ?.

Beim Vergleich des Profils mit jenem von Nusplingen (Aldinger, 1930 S. 246) ergibt sich eine gewisse Beziehung. Diesem Profil fehlen lediglich die Tonlagen. Der Rhythmus in der Sedimentation dieser Ablagerung unseres Gebietes kann folgendermaßen erklärt werden: Während der Schieferbildung lag der Massenkalk so weit unter der Meeresoberfläche, daß die Brandung keine erosive Arbeit leisten konnte. Ruckartig wurde dann der Meeresgrund herausgehoben, um nach kurzer Zeit wieder langsam abzusinken. Wie oft sich dies wiederholte, ist nicht zu ersehen. Eine zweite Erklärung für diese Zyklen wäre folgende: Zur Zeit der Schieferbildung war das Meer ruhig und glatt, der Muldenrand war stets an der Oberfläche. Von Zeit zu Zeit peitschten dann Stürme das Meer auf, das nun von den Massenkalken Material in die Sedimente hineinspülte.

Versuch einer Erklärung der verschiedenen Fazien der Plattenkalke in dem Gebiet zwischen Nusplingen und Fridingen.

Wir kennen die dünnplattige Ausbildung der Nusplinger Fazies der Plattenkalke von:

1. Nusplingen,
2. Renquishausen,
3. Härle bei Fridingen,
4. der Gegend bei Bergsteig.

Vergleichen wir nun die Lagen dieser Fazies bezüglich des Muldenrandes, so finden wir, daß diese Sedimente stets unmittelbar am Massenkalk angelagert sind:

In Nusplingen 100 m vom Muldenrand entfernt,
in Renquishausen 200 m vom Muldenrand entfernt,
in Fridingen (Härle) 100 m vom Muldenrand entfernt,
bei Bergsteig 100 m vom Muldenrand entfernt.

Eigentümlich ist das vereinzelte Fehlen der Breccienlagen, die aus den Profilen von Nusplingen (Aldinger, 1930) und Fridingen bekannt sind. An der Ziegelhütte bei Renquishausen und bei Bergsteig ist dies am auffallendsten. Diese Eigenheit wird wohl gleich zu werten sein wie zum Beispiel das Vorhandensein des Tones und Fehlen in allen übrigen Teilen unseres Gebietes (außer dem Spezialfall an der Kolbinger Steige). Bei diesen Tatsachen spielen wohl die Verhältnisse der Umgebung, sowie die Lagen der einzelnen Mulden untereinander eine große Rolle. Heute läßt sich — bis jetzt — schwierig etwas über diese Bildungsbedingungen aussagen. Wie aus der Karte ersichtlich ist, wurden diese Sedimente an der Kolbinger Steige ziemlich muldenrandfern gebildet.

Aus diesem Grunde fehlt erstens die Schuttführung, zweitens die Schieferung und drittens ist ein größerer Gehalt an Mergel vorhanden. Während diese Kalke und Mergel kontinuierlich abgesetzt wurden, unterlagen die randlichen Ablagerungen häufigen kleineren Sedimentationsunterbrechungen, die die Schieferung entstehen ließen.

Es ist also zu vermuten, daß sich die Schieferung gegen das Muldeninnere langsam verliert und dort die Fazies der Kolbinger Steige stets mehr zur Geltung gelangt. Die Mergellagen des Muldeninnern keilen gegen den Massenkalk hin aus. Daraus läßt sich schließen, daß in der schiefrigen Fazies an deren Stelle (Mergel) größere Schichtlücken getreten sind, die die gut ausgeprägten Schichtfugen erklären. Die kleineren, untergeordneten Fugen verdanken ihre Entstehung kürzeren Sedimentationsunterbrechungen.

Schematisch müßten nach dieser Erklärung die Profile wie in Abb. 5 angeordnet werden (mit der Voraussetzung, daß in sämtlichen Mulden ähnliche Sedimentationsverhältnisse geherrscht haben).

Obere Ulmensis-Schichten.

Mit Roll trenne ich die oberen Ulmensis-Schichten von den unteren mit *Perisphinctes siliceus* Qu., da sich auch in unserem Gebiet dieses Leitfossil vor allem auf den unteren Teil beschränkt. (Die Plattenkalke werden zur Siliceus-Zone gezogen.) Die Aufschlußverhältnisse in dieser Zone sind schlecht.

An der Straße nach Neuhausen unweit von Bergsteig, wo der letzte Feldweg nach dem Rauschbühl nach rechts abzweigt, treffen wir einen kleinen Anschnitt der geschichteten Fazies dieses Horizontes. Der mittelgraue Kalk springt muschlig glatt. Er birgt einzelne größere Rostflecken in sich. Leichte Schuttführung deutet auf die Muldenrandnähe hin. Der Muldenrand wird noch stärker durch die Führung von Kalkschlickgeröllen des Kalkes an dieser Stelle betont. Vermutlich haben sie sich auf der geneigten Böschung des Massenkalkes gebildet. In ihrer petrographischen Zusammensetzung unterscheiden sich diese Gerölle von dem Einbettungssediment: Fein verteilter Limonit färbt den homogenen blaugrauen Kalk etwas gelblich. Die Schuttführung des Kalkes fehlt den untersuchten Schlickgeröllen. Die äußere Form dieser Gebilde ist sehr unregelmäßig, polyedrisch. Teilweise sind die Kanten und Ecken abgestumpft und gerundet, zum andern Teil weisen diese noch eine gewisse Schärfe auf. Diese Eigenschaften deuten darauf, daß der Transport nicht allzu weit stattgefunden hat. Die kürzeste Entfernung der Stelle vom Massenkalk beträgt ungefähr 100 m. Daß es sich bei diesen Bildungen nicht um Kalkkonkretionen handeln kann, zeigt der Bau der Knollen. Von einer konzentrischen Schalenbildung ist nichts zu sehen. Ein fremder Kern im Innern der Gerölle findet sich ebenfalls nicht. Diese Kalkschlickgerölle müssen sich auf nassem Wege gebildet haben und ebendort verfrachtet worden sein. Auf trockenem Wege (Richter, 1926 S. 307 und S. 309) können solche Gebilde mit Hilfe von Trockenrissen an den auftauchenden Ufern von Meeren, Seen oder

Flüssen (die Zeit der Ebbe genügt dazu schon) entstehen. Bei dieser Entstehungsweise muß z. B. wie bei gerollten Bohnerzen erwartet werden, daß von der Aufrollung im Querschnitt noch Spuren zu sehen sind. In unserem Falle ist jedoch keinerlei Andeutung vorhanden. Man kann sich als Bildungsursache ein lawinenartiges Abgleiten kleiner, sehr plastischer Kalkschlickmassen denken, die dann auf dem schon etwas verfestigten Untergrund durch das Spiel der Wellen immer wieder in andere Lage geworfen und gekippt wurden (unter langsamer Verfestigung der Masse). So kommen die gerundeten und scharfen Kanten und Ecken der Gerölle zustande. Zu beobachten ist ferner, daß die Gerölle bei ihrer letzten und endgültigen Lage einen deutlichen, mehr oder weniger ebenen Fuß erhalten haben, sich etwas flachdrückten und kuppelförmig formten. Sie müssen demnach bei der Einbettung noch plastischer als der Untergrund gewesen sein. Von den Sedimentationsverhältnissen in dieser Zeit kann deshalb angenommen werden, daß die Ablagerung nur sehr langsam vor sich ging bzw. oft ganz aussetzte. Da der diese Gerölle enthaltende Aufschluß nur klein ist, konnten bisher keine weiteren Untersuchungen darüber angestellt werden.

Aus der Schwammfazies erhielt ich folgende Fossilien:

Virgatosphinctes siliceus Qu.	*Pholadomya sp.*
Perisphinctes sp.	Korallen!
Aptychen	Schwammbankbewohner.

Zementmergel.

Da die Zementmergel für irgendwelche Bauzwecke nicht geeignet sind, finden wir sie nur durch den Wegbau angeschnitten oder als Lesesteine auf der Hochfläche.

Im südlichen Teil unseres Gebietes sind diese Mergel bzw. Folgen von Mergel und mergeligen Kalkbänken ganz gleichmäßig entwickelt. Im allgemeinen herrschen mergelige Bankkalke mit blaugrauer Farbe vor. Sehr charakteristisch sind dunkelblaue Pyritflecken und -bänder. Öfters finden sich auch Limonitkonkretionen in stengeliger oder kugeliger Ausbildung. Die Fossilien sind manchmal mit dünnen Rosthäutchen überzogen. Verkieselungen konnte ich in der geschichteten Fazies nicht beobachten. Die mergeligen Zwischenlagen besitzen in frischem Zustande genau dieselbe Farbe wie die Kalke. Durch die Verwitterung werden beide, Kalk und Mergel, stark gebleicht und erscheinen dann fast hellgrau. Die Kalke zerfallen unter dem Einfluß der Atmosphärilien wegen ihres hohen Tongehaltes in rundliche, laibförmige Kugeln, während die Mergel zu dünnen Plättchen aufschiefern. Diese Entwicklung haben wir vom Wirtenbühl bei Bergsteig über das Neuhäuser Tal bis zum Fuße des Hoheneck, wo sich ununterbrochen eine Zementmergelfläche, die durch eine Flexur bedingt ist, hinzieht. (Siehe Bild 6.) Reste von Zementmergeln finden wir an der scharfen Kurve der Steige Fridingen—Beuron bei km 15, die mit jenen auf dem Härle in Zusammenhang zu bringen sind. Um gleiche Reste handelt es sich auf der Terrasse unterhalb des Welschenbergs bei Fridingen, wo östlich von „Rain" von

Rainsteig und am Weg zwischen dem „g" von Welschenberg und Punkt 756,4 Überbleibsel von Zementmergeln (tektonisch bedingt) liegen. In der Goldgrube zwischen Knopfmacherfels und Bettelmannsfels läßt sich diese Stufe in Lesesteinen ebenfalls nachweisen. Durch tektonisches Fallen erreichen die Mergel hier die scheinbare Mächtigkeit von rund 100 m. Durchschnittlich beträgt die Mächtigkeit 25 m. Die Hangendgrenze ist am Fuße des Hoheneck gut erschlossen. Der Übergang zu den Hangenden Bankkalken vollzieht sich nicht plötzlich, sondern sehr kontinuierlich. Die Mergelbänke werden stetig dünner und der Mergelgehalt des Kalkes nimmt langsam ab, bis schließlich nach einem Übergang von etwa 8—10 m die typischen Kalke der Hangenden Bankkalke beginnen. Im Gegensatz zu Roll, dessen Fossilliste sehr reichhaltig ist, muß ich mich den älteren Autoren anschließen. Die Ausbeute aus den Zementmergeln in unserem Gebiet ist gering. Außer schlecht erhaltenen Haploceraten und Oppelien, die hauptsächlich ihr Lager im oberen Teil haben, fanden sich noch:

Virgatosphinctes cf. siliceus Qu.
Oppelia rebouletiana — subnudata Font.
Physodoceras sp.
Waagenia sp.
Magila suprajurense Qu. (häufig)
Zeilleria pentagonalis Qu.
Balanocrinus pentagonalis Gf.
Aptychen, Belemniten, Muscheln, Brachiopoden.

Nördlich der Donau sind sämtliche jüngere Zonen von der Siliceus-Zone an der Erosion zum Opfer gefallen. Infolge des frühen Einbruchs des „Fridinger Graben", der sich über das Wort „Hamburg" auf der Karte erstreckt, blieben uns noch Zeugen der jüngeren Malmzeit.

Wie wir den früheren Ausführungen entnehmen können, ist das Gebiet nördlich der Donau am stärksten verschwammt, vor allem zwischen der Kolbinger Steige und dem Bäratale. Nur enge „Röhren" durchsetzen den dichten, zuckerkörnigen Massenkalk, der in der Zementmergelzeit wieder etwas mehr überhandgenommen hat. Wenn man den Fußweg über dem Heiligenbrunnen (beim Breiter Fels) zur Hamburg wandert, läßt eine leichte Verflachung am Hang rein morphologisch schon ein weicheres Gestein vermuten. Hier und da ragen einige stark verschwammte, blaugrau und gelblich melierte Kalkbänke bzw. kleinere Stotzen aus dem Rasen. Eine charakteristische Fauna konnte ich nicht sammeln. Ich erhielt lediglich einige Terebrateln mit kräftigen Silifikationsringen. Da diese in den älteren Zonen (Siliceus- und Setatus-Zone) nicht vorkommen und im Hangenden eindeutig Hangende Bankkalke nachgewiesen werden können, kann es sich nur um ein Äquivalent der Zementmergel handeln. Roll (1930, S. 124) beschreibt aus dem Lauchertgebiet eine ähnliche Fazies, die sogenannte Nollhof-Fazies, die dort dasselbe Alter der Zementmergel haben. Da sie am Nollhof gut erschlossen ist, lieferte sie dort eine sehr mannigfache Fauna, die in unserem Gebiet nicht festgestellt werden konnte. Petrographisch stimmt das Gestein dieser beiden Örtlichkeiten weitgehend überein. Die sehr großen Pyritschlieren und -flecken zeigen oft Bleichungshöfe. Verkieselungen der Schwämme sind nicht selten. Der Kalk weist teilweise einen hohen Ton-

gehalt auf. Dieser ist dem Kalk meist unregelmäßig eingelagert, deutliche Mergelbänke fehlen. Im Lauchertgebiet sitzen diese Schwammkalke auf Massenkalk auf. Leider kann das Liegende dieser Stelle der Vegetation wegen nicht beobachtet werden.

Zu der Skizze bei Roll (1930) ist zu bemerken, daß sich die Mächtigkeit der Zementmergel unseres Gebietes nicht ohne weiteres in diese eingliedern läßt. Aus der Skizze geht hervor, daß die Mächtigkeit dieser Stufe zwischen Tuttlingen und Fridingen rund 50 m betragen sollte. Für Tuttlingen stimmen diese Angaben. Bei Fridingen sind die Zementmergel nur 25 m mächtig. Worauf diese Erscheinung zurückzuführen ist, ist ohne eingehende Untersuchung schwierig zu deuten. Vermutlich befand sich in unserem Gebiet in der Zementmergel-Zeit eine untermeerische Schwelle, die eine geringere Mächtigkeit an dieser Stelle bedingte.

Hangende Bankkalke.

Da seither für die Hangenden Bankkalke keine eingehende Stratigraphie aufgestellt wurde, nenne ich dieses mächtige, jüngste Schichtpaket mit Roll (1930) Hangende Bankkalke. In unserem Gebiet ist es auch in dieser Stufe mit guten Aufschlüssen schlecht bestellt. Meist treten diese Bankkalke nur auf der Hochfläche in Lesesteinen zu Tage. Aus diesem Grunde konnte ich zu den seither bestehenden Fossillisten keine wesentlich neuen Beiträge bringen.

Nördlich der Donau liegt ein kleiner Fetzen mit Hangenden Bankkalken eingeklemmt im „Fridinger Graben" im Gewand Hamburg. Südlich der Donau treffen wir diese mächtige Stufe des Weißen Jura auf dem Kirchberg und am Ramsperg bei Fridingen an. Als kleine Haube liegt ein Rest der Bankkalke am Wirtenbühl schützend auf den Zementmergeln. Eine ausgedehnte Fläche bilden endlich, im Norden durch Massenkalk geschützt, die Hangenden Bankkalke von Hoheneck und Schanze bis gegen Neuhausen hin.

Als Transgressionssediment haben die Hangenden Bankkalke in den verschiedensten Gebieten miteinander große Ähnlichkeit. So stimmt z. B. die petrographische Zusammensetzung und das Aussehen der normalen Fazies des Lauchertgebietes mit derjenigen unseres Gebietes gut überein: Der hellbraune bis wachsgelbe dichte Kalk ist in verschiedenen Horizonten stark mergelhaltig. Meist springt er glatt muschelig („pseudoammonitisch") mit scharfen Kanten und Ecken. Die Zusammensetzung ist sehr einheitlich. Charakteristisch sind Ausfüllungen von „algenartigen" Gängen mit typisch wachsgelber Farbe. Dieselben Ausfüllungen findet man auch in den oberen Ulmensisschichten, jedoch sind jene durch randliches Verfließen einwandfrei von diesen zu unterscheiden. Schiefrig aufblätternde Mergellagen trennen die einzelnen, harten Kalkbänke. Diese Fazies trifft man südlich der Donau fast an sämtlichen als Hangende Bankkalke kartierten Orten an. Zu den Ausnahmen gehören die basale Breccie der Hangenden Bankkalke und Verschwemmungen in diesen. Profile wurden wegen Mangel an Aufschlüssen bzw. wegen schlechter Erhaltungszustände dieser nicht aufgenommen.

Zunächst soll die Breccie an der Basis der Hangenden Bankkalke (Grenze Massenkalk/Hangende Bankkalke) beschrieben werden:

Diese Grundbreccie findet sich auf dem Kirchberg bei Fridingen. (Roll, 1930 S. 138, beschreibt eine ähnliche Ablagerung aus der Nähe von Bitz als Basalkonglomerat, das aus aufgearbeitetem Material der Nollhoffazies und kleinen Massenkalkstückchen besteht. Ähnliche Verhältnisse, nur in größerem Maßstabe, liegen hier vor. Als Basalkonglomerat kann jedoch die Bildung in unserem Gebiet nicht bezeichnet werden, da das charakteristisch Gerundete eines Konglomerates völlig fehlt.) Buchtartig dringt sie noch einige 10 m in den Massenkalk gegen NW vor. Sie tritt nur in Form von Lesesteinen zu Tage bzw. in größeren Platten, die die Bauern beim Pflügen herausfahren. Aus diesem Grunde ist es unmöglich, ein genaues Profil zu erhalten. Über die Lagerung kann also vorerst nichts Genaues ausgesagt werden. Vermuten läßt sich, daß wir es mit einer kleinen Wannenfüllung im Massenkalk zu tun haben. Das Gestein ist dünnplattig. Es spalten sich gröbere Bänke dünner (2—7 cm und mehr) auf. Sehr auffallend sind Tafeln, die überwiegend aus Resten von Rhynchonellen und Terebrateln, die die Brandung oder Strömung zum Teil bis zum kleinsten Schill zermahlen und zerrieben hat. Bestimmbare Exemplare fanden sich bis jetzt nicht. In diesem Schill solcher Platten ist zahlreicher Schutt vom Massenkalk stammend eingelagert. Sehr fein zerstückelt finden sich auch Reste von Crinoiden und Seeigel, die im Sonnenlichte grell aufleuchten. In anderen Breccientafeln treten die Brachiopoden zugunsten der Crinoiden und Seeigel zurück. Das Material besitzt ungefähr gleich große Korngröße. Die Einheitlichkeit wird manchmal durch eine Terebratel- oder Rhynchonellenschale gestört. Ins Auge springend bei der Erhaltung der Brachiopoden ist, daß die Rhynchonellen der Brandung am meisten Widerstand geleistet haben. Diese Erscheinung dürfte wohl mit dem stabilen Bau der Rhynchonellenschale zusammenhängen („Wellblechsystem"). An der Zusammensetzung der Lumachelle nehmen vornehmlich Terebrateln und Rhynchonellen teil, ferner Seeigel, von denen die Cidariten in der Überzahl sind. Die Crinoiden lassen sich schlecht bestimmen, jedoch dürfte den Hauptanteil die Gattung *Pentacrinus* in Anspruch nehmen. Kleine Schwämme und Bryozoen finden sich in vielen Exemplaren. Sonderbarerweise konnte keine Spur von Ammoniten, Krebsen und Muscheln nachgewiesen werden. Gelegentlich kommen einige Haifischzähne zum Vorschein.

Das Gestein zeigt eine gelbbraune Farbe, die von der intensiven Führung von Mergel herrührt. Der Bruch der ziemlich zähen Tafeln ist rauh und unregelmäßig. Bislang wurden derartige Ablagerungen in dieser stratigraphischen Höhe nicht beschrieben. Wie die Breccie gegen den Massenkalkstotzen am Punkt 796,3 ausklingt, ist ebenfalls nicht feststellbar. Die südöstlich gelegene Ackerfläche liefert schöne glatte, schuttfreie Platten, denen noch die Schieferung eigen ist. Am Massenkalkrand beim „g" und „n" von Fridingen bemerkt man gleichfalls keine Schuttführung. Anders auf dem südlichen Hang des Massenkalkstotzens

bei Punkt 796,3. Hier liegen in kleinen nischenartigen Vertiefungen Reste geschichteter Sedimente mit deutlicher Schuttführung. Es ist ausgeschlossen, daß es sich um andere Sedimente als die der Hangenden Bankkalke handeln kann. (Sollten sie zugunsten eines anderen Horizontes zu rechnen sein [z. B. Ulmensis-Zone], so müßten unwahrscheinliche Sprünge angenommen werden.)

Am Backenbrunnen auf der Westseite des Bäratales, wenige Meter über dem Quellaustritt, befinden sich ebenfalls schuttführende Bänke in den Hangenden Bankkalken. Ein Profil wird nicht angegeben, weil durch die Verschwammung kein getreues Bild wiedergegeben werden kann. Durch diese beobachteten Tatsachen wird die Verallgemeinerung bei Roll (1930, S. 73 und S. 74) hinfällig: „In den Hangenden Bankkalken sind nie einzelne Schuttstückchen oder gar Schuttbänke zu finden, denn sie liegen nicht mehr wie alle übrigen Zonen bis zu den Zementmergeln hinauf muldenförmig zwischen Massenkalk eingelagert, sondern auf ihm." Mithin verliert auch die Verallgemeinerung der „ebenen Massenkalkoberfläche" ihre Gültigkeit (an der Grenze Zementmergel/Hangende Bankkalke; nach Roll, 1930).

Eine neue, weitere Fazies tritt uns in der Verschwammung der Hangenden Bankkalke entgegen. An der Untergrenze der Hangenden Bankkalke trafen wir sie am Backenbrunnen im Bäratale wie schon erwähnt. Dort scheint die Verschwammung der älteren Zeit langsam in einzelnen kleineren Stotzen, wie sie dem unteren Weißen Jura, z. B. dem Weiß Jura β, eigen sind, bei der Transgression auszuklingen. Kleine, geschwulstartige Aufwölbungen verdicken die einzelnen Kalkbänke, die von dünneren Mergellagen von einander getrennt werden. Der dichte, oft mergelige Kalk springt sehr unregelmäßig und rauh (wie Massenkalk). Die Schuttführung ist in verschiedenen Bänken ziemlich stark. Die „algenartigen" Ausfüllungen charakterisieren wie in der geschichteten Fazies mit das Gestein dieser Stufe. Dieser Ort lieferte wenig Fossilien. Hauptsächlich sind es große Terebrateln, Rhynchonellen, Seeigelreste und wenige Muscheln, die hier vorkommen. Zu erwähnen ist noch, daß auf Fossilien die Silifikationsringe völlig fehlen.

Mit dem Fortschreiten der Transgression scheinen die Schwämme vom Meeresboden zu verschwinden. Das Meer hatte sich so stark vertieft, daß die Lebensbedingungen der Schwämme zu ungünstig wurden und sie zum „Ersticken" brachten. Nachdem sich etwa 60—70 m dieser Sedimente gebildet hatten, erscheinen einzelne Schwammgruppen wieder. Die Regression hat also stark eingesetzt.

Ausgedehnt ist die zoogene Fazies der Hangenden Bankkalke in der Umgebung der Schäferhöfe (Gründelbuch, Jakobenhof, Hilbenhof) verbreitet. In Lesesteinen ist sie als zu dieser Zone gehörend nicht zu erkennen. Durch Aufschlüsse am Hilbenhof konnte die stratigraphische Stellung dieser verschwammten Bildungen gesichert werden. Auch hier wurden aus dem in verschwammten Gebieten angeführten Grunde Profilaufnahmen unterlassen. Einen Einblick in die Verhältnisse geben uns folgende Bilder.

Bild 7 a zeigt ziemlich normale Lagerungsverhältnisse der Schwamm-bänke. Einzelne Schwammstotzen wölben die Bänke kuppelförmig au (vgl. die Siliceus-Zone an der Kolbinger Steige). Die einzelnen Mergel-lagen ziehen nicht mehr regelmäßig in ihrer ganzen Mächtigkeit zwi-schen den Kalkbänken durch. In den Stotzen selbst wurde der Merge in Schmitzen, wie wir dies aus tieferen Horizonten kennen, eingelagert Bild 7 b zeigt im unteren Teil dasselbe, im oberen Abschnitt scheinen die Schwämme rascher gewachsen zu sein. Die Schichtung fehlt ganz Der Mergel wurde nur in Schmitzen abgelagert. Der äußere Habitus des Gesteins gleicht vollkommen dem des Massenkalkes, z. B. des zur Subeumelazeit gebildeten, so daß ohne Aufschluß mit einem Übergang von geschichteter zur Schwammfazies nicht gesagt werden kann, welche Zone man vor sich hat.

Petrographisch unterscheiden sich die Schwammbänke von den nor-malen Kalken vor allem durch einen rauheren, zäheren Bruch. Die Rost-flecken sind zahlreicher vertreten. Die für die Hangenden Bankkalke charakteristischen „algenartigen" Ausfüllungen sind auch dieser Bildung eigen. Die gelbbraunen Mergellagen schiefern oft papierdünn auf. Die Farbe des Kalkes wechselt zwischen hellgrau und gelbbraun, öfters be-merkt man feine Manganpunkte, während die Rostflecken größere Aus-maße erreichen können. Das Wachstum der Schwämme ließ keine Schutt-bildung zustande kommen.

Zu Zuckerkorn diagenetisch umgewandelter Massenkalk konnte nirgends beobachtet und festgestellt werden.

Die Lebewelt scheint in diesen verschwammten Regionen ziemlich reich gewesen zu sein. Neben zahlreichen Muscheln finden sich Brachio-poden mit Terebrateln und Rhynchonellen als Vertreter der zoogenen Fazies, ferner Ammoniten, Schnecken, Krebse, Seeigel und Belemniten.

Fossilliste:

Perisphinctes suevicus BERCKH. — *Oppelia subnudata* FONT.
Physodoceras cf. siliceus QU. — *Oppelia cf. fischeri* BERCKH.

Sehr offensichtlich treten hier an den Terebrateln im Gegensatz zu den liegenden Verschwammungen der Hangenden Bankkalke die Sili-fikationspunkte hervor.

Am Ende des Wolfertales, das westlich an Ruine Kallenberg vorbei-zieht, stehen in geringerem Maße verschwammte Hangende Bankkalke bei Punkt 747,3 an. Diese sind von derselben Beschaffenheit wie die-jenigen am Hilbenhof, auch hier fehlt die Schuttführung. Eigenartig sind 1—3 m dicke, wurmartige Gänge, die mit Kieselsäure (Opal?) erfüllt sind. In älterem Massenkalk ist mir solches nie aufgefallen.

Die Folgerung, die ROLL (1930, S. 74) aus seinen Beobachtungen für die Hangenden Bankkalke aufstellen konnte: „Es könne mit Bestimmt-heit angenommen werden, daß das Meer der Hangenden Bankkalke von keinerlei Schwammwucherungen unterbrochen war", kann in unserem Gebiet nicht bestätigt werden. (Sie darf also nicht allgemein aufgestellt werden.)

Tertiäre Bildungen.

Nachdem sich der aus dem Meere herausgehobene Boden zum Festland umgestaltet hatte, waren neue Bedingungen für Bildungen ganz anderer Art geschaffen. Was im Meere geschaffen wurde, verfiel auf dem Lande der Zerstörung. Das Haupterzeugnis der tertiären Vergangenheit stellen in unserem Gebiet die Bohnerztone bzw. -lehme mit ihren Bohnerzen dar. Der geringe Prozentgehalt an Eisen in den Jurakalken und -mergeln wurde bei der Erosion dieser angereichert und an die Tone und Lehme gebunden. Während wir in anderen Gebieten diese Produkte auf sekundären oder tertiären Lagern in Spalten als Ausfüllungen finden, liegen sie in unserem Gebiet auf der heutigen Juraoberfläche, ob auf primärem Lager kann nicht festgestellt werden, da aufschlußgebende Profile fehlen. Das Hauptvorkommen dieser Lehme befindet sich auf der Hochfläche zwischen Jakoben- und Hilbenhof. In den braunroten, fetten Lehmen, die oft einen größeren Reichtum an Quarzsanden aufweisen, liegen die Bohnerze eingebettet. Die Größe der Erze ist verschieden, sie schwankt zwischen kleinsten Kügelchen und faustgroßen Knollen. Die Knollen bestehen aus zahlreichen kleineren Erzen, die durch das Bindemittel inniger verbacken wurden. An dieser Stelle bildet die zoogene Fazies der Hangenden Bankkalke die Unterlage der jungen Ablagerung. Ein anderes Vorkommen, das in seiner Ausdehnung durch Bewaldung nicht übersehen werden kann, befindet sich etwa in dem Wegdreieck 150 m nordwestlich von „R" von Riedholz zwischen Hilbenhof und Neuhausen. Hier dient der Massenkalk als Unterlage. Fetter, eisenreicher Lehm von braunroter Farbe enthält zahlreiche eckige und kantige Riesenknollen. Die Bohnerze selbst scheinen zu fehlen.

Eine andere bisher in unserer Gegend noch nicht bekannte tertiäre Bildung ist auf der gleichen Fläche wie die erstbeschriebenen Bohnerze zu finden. Es handelt sich um nachträglich verkieselte Hangende Bankkalke, in denen durch Metasomatose die Kohlensäure durch Kieselsäure ersetzt wurde. Die Kieselsäure wurde vermutlich durch zirkulierende (warme ?) Wässer aus dem verschwammten Gestein herausgelöst. Im Vergleich zum ursprünglichen Kalk ist dieser verkieselte Kalk spezifisch viel leichter. Die Struktur ist fein porös. Beim Betupfen mit Salzsäure braust er nicht im geringsten mehr auf. Nicht zu verwechseln sind diese umgewandelten Kalke mit den jurassisch verkieselten. Diese sind meist daran schon erkenntlich, daß sie in ihrem Kern größere Feuersteinknollen enthalten. Im allgemeinen sind sie nicht so porös wie die tertiären. Nicht zu verkennen sind die älteren verkieselten Kalke, wenn noch einige Partien Kalk vorhanden sind, wie es in der zoogenen Fazies häufig der Fall ist. Hier sind dann oft nur die Fossilien verkieselt und das Einbettungssediment nicht.

Dr. Roll fand nach einer freundlichen Mitteilung ähnliche Bildungen in der Umgebung von Münsingen und anderen Orten, denen er genaues, und zwar eozänes Alter zusprechen konnte. Ob es sich bei diesem Vorkommen um dasselbe Alter handelt, möchte ich vorläufig einer weiteren Untersuchung überlassen.

Süßwasserabsätze.

Wie auf der Alb überall an den meisten Quellaustritten sich Kalksinter bilden, deren Mächtigkeit von der Stärke der Quelle abhängig ist, so finden wir auch in unserem Gebiet kleinere Kalktuffabsätze, so am Backenbrunnen am Westhang des Bäratals, ferner am Heiligenbrunnen in der Nähe des Bahnhofs Fridingen. Größere Ausmaße erreicht dieser Absatz an der Wulfbachquelle bei Altmühlheim. Die ziemlich starke Quelle ließ im Laufe des Alluvium einen mächtigen Süßwasserkegel entstehen (das Diluvium ist mit Fossilien nicht belegt). Bei einer Durchteufung anläßlich einer Bohrung auf Eisenerze (siehe auch S. 2), konnte die Mächtigkeit zu 12,5 m ermittelt werden.

Schuttmassen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß ein großer Teil unseres Gebietes — vornehmlich die Hänge — von ungeheueren Schuttmassen bedeckt sind. An dieser Bildung nehmen alle Stufen von Weiß Jura α bis zu den jüngsten teil, der Massenkalk dürfte dabei stark überwiegen. Die Entstehung ist auf Abbröckeln und Zerfrieren der Gesteine und im geringeren Maße auf die Tätigkeit des fließenden Wassers zurückzuführen. Die so entstandenen, mächtigen Ansammlungen von Schuttmassen verbergen oft auf weite Strecken das Anstehende. Nur die feinsten Teile werden vom Wasser aus dem Material herausgespült und weggeführt. An einzelnen Stellen, in Quellhorizonten, kann es nachträglich zur Wiederverkittung der Schuttmassen kommen. Diese leisten der heutigen Erosion natürlich größeren Widerstand als die losen Massen. Auf diese Weise formen sich in den Gehängen kleinere, rezente Felsköpfe heraus. Die verhältnismäßig grobe Korngröße gibt den Schuttmassen ein großes Porenvolumen, weshalb Schichtquellen öfters von ihnen aufgenommen werden und erst viel tiefer als Schuttquellen an das Tageslicht gelangen. Die Entstehung der Massen reicht sicher tief in das Diluvium hinein und nur der kleinste Teil dürfte dem Alluvium und der Jetztzeit angehören. Eine Abgrenzung des diluvialen vom alluvialen Schutt ist nicht möglich.

Allgemeines.

Beobachtungen am Massenkalk.

Da zur Zeit zahlreiche Fragen über den Massenkalk aufgeworfen und akut sind, die ihrer Lösung harren, ist es vorteilhaft, wenn aus den verschiedensten Gebieten möglichst viele Beobachtungen vorliegen. Aus diesem Grunde zeichne ich hier mein Beobachtungsmaterial auf. Bevor wir uns näher mit dem Abschnitt beschäftigen, wird erst auf Allgemeines über die Lebensbedingungen der Schwämme eingegangen.

Als ausschlaggebende Momente dafür sind vor allem zu werten:

1. das Licht,
2. die Tiefe des Meeres,
3. die Temperatur des Wassers,
4. der Salzgehalt des Wassers,
5. die Durchlüftung des Wassers.

Bei genauer Betrachtung der Faktoren ergibt sich, daß sie sämtlich von einem abhängig sind (von der Tiefe des Meeres). Die günstigsten Bedingungen für das Wachstum der Schwämme müssen mit dem Optimum der Faktoren zusammenfallen. Die Änderung dieser muß sich demnach in dem Verhalten der Schwämme wiederspiegeln.

In kurzen Umrissen sollen nun die Verhältnisse der Schwammfazies in unserem Gebiet wiedergegeben werden: Im Weiß Jura α sind sie zu ungünstig, um positive Angaben zu machen. Die nächst höhere Stufe bietet dagegen außerordentlich viel Anregungen für dieses Studium. Wir sehen hier die Anfangsformen der Schwammbauten, die wir durch Weiß Jura γ bis zur Blüte in der Subeumela- und Setatuszeit verfolgen können. In den höheren Zonen vollzieht sich allmählich das Ausklingen der Schwämme, deren Aussterben nicht mehr festgestellt werden kann.

Im Weiß Jura β haben wir bei Mühlheim an der Scheibenhalde ein Musterbeispiel für die Verzahnung der geschichteten mit der zoogenen Fazies (siehe Bild 1). Der untere Abschnitt des Aufschlusses zeigt normale Schwammbänke, die sich muldenförmig zwischen zwei wuchtige Schwammbankmassen einlagern. In den Schwammbänken selbst beobachten wir verhältnismäßig wenige Schwämme jedoch mit mannigfaltiger Gestalt: Tellerförmig, trichterförmig und zahlreiche Übergänge zwischen beiden Formen. Die „Tellerschwämme" sind an der Oberfläche der Kalkbänke, d. h. an der Grenze Kalk-/Mergelbank, sehr schön freigelegt und wittern gut präpariert aus dem Gestein heraus. Diese Arten erreichen Durchmesser bis nahezu 1 m, während die trichterförmigen meist kleinere Maße aufweisen. An den randlichen Stellen, an denen die größeren Massen entstanden, mußten die Lebensbedingungen der Schwämme günstiger gewesen sein. Es ist anzunehmen, daß im Weiß Jura α das Bodenrelief an dieser Stelle schon etwas „höckerig" war und der Untergrund dieser Schwammbauten erhöht. Sie zeigen deutlich denselben Bau wie die normalen Schwammbänke, mit dem einen Unterschied, daß die Bänke kuppelförmig aufgewölbt und angeschwollen sind. In der Mulde wurde das Schwammwachstum durch irgendwelche ungünstige Faktoren gehemmt. Wie aus den großen Exemplaren der „Tellerschwämme" hervorgeht, kann nur eine sehr langsame Sedimentation vor sich gegangen sein. Denn bei der Berücksichtigung der Durchlüftung, die von der Unterseite, die sich dem Boden förmlich anschmiegt, her geschieht, muß angenommen werden, daß nur möglichst klares Wasser die Tiere lebensfähig erhielt. Sobald die engen Kanäle durch Schlamm versteckt wurden, war die Nahrungszufuhr den einzelnen Individuen unterbunden. Aus dieser Tatsache geht also nicht nur eine sehr langsame Sedimentation hervor, sondern eine Sedimentationspause. (Die Schwämme wurden kaum höher als 12—15 cm.) Diese Unterbrechung muß also beinahe dem Alter eines solchen Schwammes entsprechen. Daraus ergeben sich viel mehr Sedimentationspausen als im allgemeinen angenommen werden. Anders ist es bei den trichterförmigen bzw. bei allen in die Höhe wachsenden Schwämmen. Bei diesen ist es nicht unbedingt nötig, größere Pausen anzunehmen. Die Form der Bauten hängt demnach fast

ganz von den äußeren Einflüssen ab. Man könnte dies etwa folgendermaßen in Worte fassen: Breite, rasenförmige Schwammbauten entstehen bei langsamer Sedimentation, während die steil aufragenden bei schnellerer Ablagerung bzw. rascher Senkung des Meeresbodens sich bilden. (Andere Faktoren sind natürlich ebenfalls mitbestimmend.)

Die Winkel, die beim Übergang von geschichteter zur zoogenen Fazies durch Anschwellen der letzteren zustande kommen, belaufen sich im Weißen Jura β auf 15°—25°.

Vereinzelt treten kleine Stotzen (nach E. Fischer) in der Normalfazies auf, die wie die massigen Bildungen gebaut sind. In dieser Stufe erhellen dies die Mergelbänke, die in den Stotzen meist etwas unterdrückt sind. Daraus erklärt sich, daß der Massenkalk nicht kompakt gebaut ist und ein festes Gerippe in sich birgt (wie es bei Korallenbauten von verzweigten Korallen der Fall ist), sondern nur schicht- und serienweise übereinander gelagert ist. „Rifflücken", die Dorn (1932, S. 25) als primäre „Riffhöhlen" deutet, können vereinzelt auch beobachtet werden. Es kann sich jedoch nur um „Erosionslöcher", die durch Auswaschung weicheren Materials entstanden, handeln. Für eine primäre Entstehung kann nicht gestimmt werden aus dem Grunde, da Schwämme stets einen festen Untergrund zum festhaften benötigen. Und dieser fehlt bei der Bildung des „Riffhöhlendaches". Dies konnte erst errichtet werden, nachdem die gebildete kleine „Riffmulde" ausgefüllt war.

Eine Begleiterscheinung der „rauhen" Fazies in der Normalfazies stellt die Schuttführung dar. Die Schuttpartikelchen stammen von den abgestorbenen Schwammbankmassen, die von der Brandung und Strömung in die umliegenden Sedimente geschwemmt und gespült wurden. Je weiter wir vom Massenkalk weg sind, um so geringer ist die Schuttführung. Dabei bemerkt man auch eine Abnahme der Korngröße. Die Form der Fremdkörper hängt ebenfalls von der Entfernung vom Ausgangsort ab; je weiter sie verfrachtet werden, um so mehr sind ihre Kanten und Ecken gerundet und abgeschliffen. Diese Beimengung entspricht dem Material der Übergußschichtung an den Korallenriffen (nach Mojsisovics). Die Form dieser Ablagerung hat jedoch mit der Übergußschichtung der Korallenriffe nichts Gemeinsames. Während die Schuttmassen mit den Sedimenten der Normalfazies eine Einheit bilden, verkörpert die Übergußschichtung der Korallenriffe ein Ganzes in sich. Sie hat mit den chemischen Sedimenten nichts zu tun. Sie kommt durch Abbröckeln des alten Riffmaterials bei starkem Vorauswachsen des Riffes zustande und lagert sich am Riff und dessen Fuße ab, wo sie sich mit den Schichten des Sedimentgesteins verzahnt. Sie keilt also in der Normalfazies aus, ohne mit ihr enger in Berührung zu kommen. Um Verwechslungen zu vermeiden, muß dieser Ausdruck Übergußschichtung aus der Literatur des schwäbisch-fränkischen Jura verschwinden. Ebenfalls muß der Begriff „Riff" in Zusammenhang mit den Schwammbauten abgewiesen werden (siehe auch bei Roll, 1930 S. 98, Ansicht Krumbeck). Dorn (1932) brachte diese Ausdrücke neuerdings wieder zur Geltung, obwohl Roll (1930, S. 93) sie widerlegen konnte. Wenn Dorn (1932,

S. 28) schreibt: „Die Feststellung und vor allem die Abgrenzung der Übergußmassen gegen die Normalfazies ist nur bei genauester Untersuchung möglich; erschwert wird sie vor allem deswegen, weil die Bankfugen der Normalkalke ohne die geringste Störung auch in diese Übergußmassen hineingehen, so daß man bei oberflächlicher Betrachtung glauben könnte, auch hier Normalkalke vor sich zu haben", so wird offensichtlich zugegeben, daß das „Riff" erst gesucht werden muß und künstlich begrenzt. Ferner kann ohne weiteres entnommen werden, daß die Schwammbänke ohne Unterbrechung in die wuchtigen Schwammbankmassen übergehen und diese zusammensetzen. Der beste Beweis hierfür ist Abb. 1 bei Dorn (1932), wo wir denselben Fall wie an der Scheibenhalde bei Mühlheim in noch schönerer Form entwickelt haben.

Die Tatsache, die Dorn (1932, S. 29) beschreibt, daß einzelne Bänke gegen die massige Schwammbank hin auskeilen, konnte ich in dem Aufschluß an der Scheibenhalde auch beobachten. Es scheint dies zu dem Gesagten paradox zu sein (Anschwellung der Schwammbank gegen die Schwammbankmassen). Hier handelt es sich jedoch um Selbstverständliches: An der Scheibenhalde hört das Schwammwachstum im Unter-β auf (siehe Bild 1). In die vorgebildete Mulde legten sich nur die jüngeren Sedimente, die nicht mehr mit den Schwammbänken in Verbindung standen. Wir haben den Fall des Auskeilens gegen die „Küste" hin vor uns, das Roll schon von den Mulden im oberen Weißen Jura erwähnte. Diese Beobachtung ist also kein Argument gegen die Auffassung, daß die „Riffe" nicht als Schwammbank aufgefaßt werden können.

Im unteren und mittleren Teil von Weiß Jura γ liegen die Verhältnisse etwa gleich wie in der eben besprochenen Stufe. Im obersten γ schießen in einigen Gebietsteilen dann plötzlich die Schwammbauten, die heute die wuchtigen Felsmassen bilden, in die Höhe, z. B. an der Felsenhalde bei Mühlheim und an der Buchhalde bei Fridingen. Im unteren Weißen Jura δ sind die Schwämme an den meisten Orten stark zurückgegangen, um sich im oberen Teil wieder rasch zu entfalten und ihrer Blüte entgegenzugehen.

Im Weiß Jura δ an der Schelmenhalde und an der Buchhalde (siehe Bild 9) wachsen die Schwämme unmittelbar auf der Normalfazies, die keinerlei Andeutung von Verschwammung in sich birgt. Sie beginnen mit dem Bau der Schwammstotzen, der uns aus der Weiß-Jura-Zeit bekannt ist, und verbreitern sich gegen oben rasch und stark, so an der Schelmenhalde. An der Buchhalde siedeln sie sich flächenhaft in Rasen auf der Normalfazies an und treiben ebenso ausgedehnt in die Höhe. Damit ist der Satz bei Dorn (1932, S. 27) widerlegt: „Bei allen meinen Untersuchungen in Franken konnte ich immer wieder feststellen, daß die großen, massigen, eigentlichen Riffe (im Sinne von E. Fischer) nie auf α-Mergel und -Kalke (dies dürfte wohl auch für höhere Horizonte gelten, denn in Schwaben kommt der Fall schon tiefer, nur nicht in diesem großen Ausmaße vor) der Normalfazies aufsitzen, sondern immer auf Schwammbänken. Diese bilden also stets den Untergrund für die eigentlichen ‚Riffbauten'."

Was die Schwammbauten im jüngeren Weißen Jura, etwa im δ, anbetrifft, so weisen sie teilweise etwas steiler gencigte Böschungswinkel auf. Ein sehr gutes Beispiel hierfür liefert der Schänzlefels im Donautal zwischen der Ziegelhütte und dem Scheuerlehof. Man erblickt auf dem Bild 8 sehr scharf ausgeprägt ziemlich dünne, außerordentlich wellig verlaufende Mergellagen. Es muß sich bei jeder einzelnen Mergellage um einen alten Riffboden handeln. Dies geht aus der Anordnung der 3 Mergelbänder einwandfrei hervor. Die Neigungen des unteren Mergelstreifens wurden genau gemessen. Der rechte Schenkel weist eine durchschnittliche Neigung von 45° auf, während der linke im oberen Teil bis 70° auf kurze Strecke geböscht ist, um dann über 45° im mittleren langsam auszuflachen.

Die Erklärung, die Spitz (Rebholz 1926, 2 S. 46) gibt, ist nach eingehender Untersuchung abzulehnen: Er faßt diese Fugen als Folgeerscheinung der ungleichen Erwärmung des Felsen auf. Der freie Fels erleidet große Temperatur- und damit große Ausdehnungsschwankungen, sein Fuß im Schuttmantel nur in geringem Maße. An der Grenze Fels/Schuttmantel müssen die Schwankungen zu Zerreißungen und Sprüngen führen.

An der Schloßhalde bei Fridingen zwischen Laibfelsen und Stiegelefelsen beobachtet man solche Mergellagen mit 28°—30° Neigung im dichten Massenkalk.

Mit der kräftigen Entfaltung der Schwämme scheint auch die Bauart gegenüber dem unteren Weißen Jura sich etwas geändert zu haben. Ob dies mit der Ansiedlung besonderer, stabiler Schwammbildungen, die steiler emporwachsen konnten, zusammenhängt, müßte erst erwiesen werden. Zur Regel wird diese Erscheinung vorerst nicht.

Nach der Blüte der Schwämme zu Ende der Setatuszeit war der Sedimentationsraum bis zur großen Transgression der Hangenden Bankkalke vorgeschrieben. Die Becken, die Roll (1930) als nicht besiedelten Meeresboden erklärte, wurden in dieser Zeit zugeschüttet und auf diese Weise das Relief des Meeresgrundes ausgeglichen.

In der Zeit, in der sich die Sedimente der Siliceus-Zone bildeten, sowie die der oberen Ulmensisschichten und der Zementmergel, stellten sich in der zoogenen Fazies die Verhältnisse des unteren Weißen Jura wieder ein. So sind z. B. die kleinen Stotzen der Siliceus-Zone an der Kolbinger Steige sehr charakteristisch (siehe Bild 2). Wie schon erwähnt, weisen die Hangenden Bankkalke ebenfalls an der Basis und im oberen Teil Verschwammungen auf. Letztere scheinen teilweise größere Ausmaße erreicht zu haben, so daß diese jungen Schwammkalke von denen der älteren Malmzone nicht ohne weiteres einwandfrei zu trennen sind.

Durch das auffällige Fehlen der Silifikationsringe vor allem auf den Terebrateln in verschiedenen Stufen, ist zu erwägen, ob diese Erscheinung ihren Grund in klimatischen Verhältnissen hat oder in Zusammenhang mit dem raschen Absterben einzelner Kieselschwämme zu bringen ist. Vorläufig reicht das Beobachtungsmaterial zu einer Entscheidung

noch nicht aus. Erstmals tritt diese Art der Verkieselung in unserem Gebiet im oberen γ auf. Im δ ist sie häufig, während sie von der Subeumela-Zone bis zu den Zementmergeln fehlt. Die unteren verschwammten Hangenden Bankkalke besitzen sie ebenfalls nicht, dagegen treten sie im oberen Teil wieder stark in Erscheinung.

Roterde in Weiß-Jura-Kalken.

Wie im stratigraphischen Teil (S. 16) erwähnt, lagert an der Grenze Siliceus-Zone/Fridinger Plattenkalke ein Schichtenkomplex mit sehr intensiver Rotfärbung. Ähnlich gefärbte Sedimente beschreibt M. Frank (1928) aus älteren und jüngeren Formationen. Die Rotfärbung wird durch Einwehung lateritischer Substanzen in marine Kalke aufgefaßt. Harrassowitz (1928, Anchimetam.) entgegnet Frank, daß es sich nicht um Laterit handeln könne, da bei der Verwitterung an der Oberfläche wesentlich das Tonerdetrihydrat und nur ausnahmsweise das Tonerdemonohydrat (Laterit) entstehen könne. So erscheint es ausgeschlossen, daß dieser allitische Anteil der Kalke eingeschwemmt sein kann. Frank analysierte einige Kalke und bekam dabei meist einen Überschuß von Kieselsäure, die er jedoch zum großen Teil organischer Herkunft zuschrieb. Beim Analysengang wurde der von Harrassowitz (1930, S. 250) nicht berücksichtigt, weshalb diese Ergebnisse schon abweichend von denen bei Harrassowitz befunden wurden. Um eingeschwemmte Roterdebildung dürfte es sich jedoch sicherlich handeln.

Der Kalk, der nun beschrieben werden soll, besitzt einen sehr hohen Tonerdegehalt. Daß die Farbe des Sediments noch rot ist, ist allein dem Umstand zu verdanken, daß eine nachträgliche Reduktion unterblieb. Dies ist auch sehr gut zu verstehen, denn jegliche organische Beimengung fehlt außer einigen sehr stark zertrümmerten Seeigel- und Crinoidenskeletteilen, die von der unmittelbar daneben liegenden Schwammbank hereingeschwemmt wurden. Eine genaue analytische Untersuchung wurde vorläufig unterlassen, da sich derselbe Fehler von Frank einschleichen würde: Ein zu hoher Gehalt an Kieselsäure. Wie sich aus der mikroskopischen Untersuchung des in Salzsäure unlöslichen Rückstandes ergeben hat, ist ein sehr großer Überschuß von organischer Kieselsäure vorhanden, der von zahlreichen Schwammnadeln herrührt. Die Entfernung dieser legt größte Schwierigkeiten in den Weg. Der Salzsäureauszug war farblos, während der unlösliche Rückstand dieselbe Farbe wie der Kalk aufwies.

Profilbeschreibung:

Hangendes: Normale Fridinger Plattenkalke.

8. Kalk, braun, rein und sehr hart, Bruch rauh wellig, ohne Schuttführung.
7. Kalk, gelbgrau, kristallin.
6. Kalk, gelbgrau, kristallin und dolomitisch.

5. Kalk, rotviolett, kristallin, Bruch eben, rauh, mit organischen Resten.
4. Kalk, gelbrot, kristallin und dolomitisch.
3. Kalk, wie 5.
2. Kalk, rotbraun, kristallin und dolomitisch, Bruch sehr rauh.
1. Kalk, wie 8., jedoch mit Schuttführung.

Liegendes: Mergelige Plattenkalke der Siliceus-Zone.

Dünnschliffbeschreibung:

8. Zahlreiche Schuttstückchen liegen in dem Kalk vermengt mit Resten von Crinoiden, Seeigeln, Schwämmen und Foraminiferen. Die Braunfärbung rührt von den Fremdkörpern her, an die Eisengehalt gebunden ist. Die Intensität der Farbe wechselt oft sehr stark.
5. Im hellen, kristallinen Kalk legt sich die Tonerde fadenähnlich um die Kalkkriställchen. Öfters tritt sie auch in mehr oder weniger großen Punkten auf. Die ganze Fläche ist durch die Einschwemmung rot punktiert. Hier und da zeigen sich kleine Pyritwürfelchen.
7. Die Grundmasse ist dieselbe wie im vorigen Präparat. Die Einschlüsse in dem kristallinen Kalk sind stark reduziert. Die Tonerde erscheint nur noch mit schwach gelbbrauner Farbe. Die Anordnung ist wie in Präparat 5.

Wenn wir die Lagerung dieser roten Sedimente in bezug auf den Massenkalk betrachten, ist sehr auffallend, daß sie unmittelbar am Massenkalk in der beschriebenen Anordnung (mit etwa 2 m Mächtigkeit) beginnen. Da diese Schichten etwa schon nach 150—200 m unter dem Schutt verschwinden, kann der Verlauf zum Beckeninnern hin nicht verfolgt werden. An einer Stelle, wo die Rotfärbung dieses Horizontes vermutet werden muß, ist von ihr nichts mehr zu sehen.

Das Material ist durch Wind und Wasser in die Kalke geschaffen worden. Es ergibt sich eine ähnliche schematische Tabelle, wie sie Frank (1928, S. 280) anführt.

Küste	Transportrichtung →	Beckeninneres
Massenkalk	Kalke mit Roterde und Detritus	Langsames Auskeilen der Roterde in den Kalken

Wenn Harrassowitz (1930, S. 275) betont, daß aus dem Vorkommen von Roterde an sich kein Schluß auf das Klima gezogen werden kann, sofern die Roterde nicht mit Laterit, der in aridem Klima gebildet wird, im Zusammenhang steht, können vielleicht folgende Argumente mithelfen, auf das zu jener Zeit herrschende Klima Schlüsse zu ziehen. Aldinger betont, daß in der Nusplinger Mulde, deren Sedimente diesen entsprechen, die Lebewelt sehr artenarm gewesen sein muß. Außer einigen anspruchslosen Austern u. a. finden sich nur durch Strömung eingeschwemmte, schon abgestorbene Fossilien. Meine Beobachtungen

in dem untersuchten Gebiet decken sich gut mit jenen. Es handelt sich um sehr sterile Muldenfüllungen in dieser Zone. Es müssen folglich außerordentlich lebensfeindliche Bedingungen geherrscht haben. Aus diesem Grunde ist es sehr wahrscheinlich, daß ein heißes Klima bestand, in dem sich das Wasser stark erwärmte und womöglich völlig ruhig lag. Diese Faktoren beeinflussen sämtliche andere mit, die für das Leben der Meerestiere von großer Wichtigkeit sind. Andere ungünstige Bedingungen wie großer Gehalt an Schwefelwasserstoff und sonstigen schädlichen Gasen konnten nicht vorhanden sein, da sonst alle mehrwertigen chemischen Verbindungen reduziert sein müßten, was nicht der Fall ist (siehe das 3wertige Eisen). Für manche Zeiten kann daran gedacht werden, daß die Mulden durch die Massenkalkränder („atollartig") vom offenen Meer abgeschlossen waren und keine Lebewesen eindringen ließen.

Es ist zu vermuten, daß diese roten Kalke, die mir von der Schwäbischen Alb, der Frankenalb (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Roll) und dem Randengebiet überall vornehmlich im oberen Weißen Jura bekannt sind, bei genauer Untersuchung eine paläogeographische Rolle spielen werden.

Zur Karte.

Bei der Kartierung wurden die Rollschen Zwischenschichten noch zu Weiß Jura δ gezogen. Die Subeumela- und Setatus-Zone wurden wegen ihrer geringen Mächtigkeit mit einer Farbe bezeichnet. In sich stellen sie eine Einheit, den Weiß Jura „ε", dar, wodurch die Zusammenlegung begründet und verantwortet werden kann. Da die Kolbinger Platten als unselbständig angesehen werden, wurden sie der Siliceus-Zone bzw. den ganzen Ulmensisschichten einbezogen. Das Dreieck mit Punkt 707,3, das durch den Wirtenbühl, den Kapf und die Straße Mühlheim—Bergsteig begrenzt wird, konnte wegen schlechter Aufschlußverhältnisse nicht genau aufgenommen werden. Es besteht zum größten Teil aus Fridinger Platten; wie weit noch obere Ulmensisschichten vorhanden sind, läßt sich nicht feststellen.

Die Originalkarte im Maßstab 1 : 25 000 wurde auf den Maßstab 1 : 50 000 gebracht. Topographische Einzelheiten sind den Kartenblättern Nendingen (153) und Neuhausen (161) im Maßstab 1 : 25 000 zu entnehmen.

Tektonik.

Einführung.

Die stratigraphischen Ergebnisse, die sich im ersten Teil der Arbeit ergaben, wurden gewonnen, die tektonischen Linien unseres Gebietes aufzufinden. Bei diesen Untersuchungen bereiteten die Eigenheiten des Massenkalkes noch größere Schwierigkeiten als in der Stratigraphie. Durch die zahlreichen, zum Teil sehr beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen dieser Fazies wird das tektonische Bild, vor allem die Beträge der Sprunghöhen, stark beeinflußt und etwas verschleiert. Die

kleinen Felder der durchgehenden geschichteten Fazies geben gute Anhaltspunkte in der Zurechtweisung. Neben den sicheren Anhaltspunkten, die der untere Weiß Jura für diese Betrachtungen bietet, wurden bei der Kartierung im jüngeren Weiß Jura verschiedene Tatsachen gefunden und berücksichtigt, die für sehr wichtig bei der Festlegung der Störungen gehalten werden müssen. Wie aus der großen Übereinstimmung der faziellen Verhältnisse des Lauchertgebietes hervorgeht, stimmen die Daten, die Roll (1930, S. 140) erhalten konnte, weitgehend mit den unserigen überein. Verschiedene Punkte können unmittelbar übernommen werden:

1. Fazielle Verschiedenheiten im Massenkalk sind keine Kennzeichen für Tektonik.
2. Sämtliche geschichteten Sedimente können primär scharf und ohne Übergang neben Massenkalk liegen, ohne daß eine Störung vorliegt.
3. Handelt es sich um Hangende Bankkalke neben Massenkalk, so muß nicht unbedingt eine Störung vorliegen. Es muß die nähere Umgebung zu Rate gezogen werden. (Neu!)
4. Da Sekundärmulden nirgends beobachtet wurden, ist nicht besonders auf die Höhenlage gleicher, geschichteter Sedimente zueinander zu achten.
5. Die Bänke der geschichteten Fazies können (auch bei Hangenden Bankkalken) bis 25° und mehr geneigt sein, ohne daß eine Verwerfung vorhanden sein muß. (Neu!)

Die ebene Massenkalkoberfläche bzw. Basis der Hangenden Bankkalke erwies sich im Lauchertgebiet als primäre Null-Lage. Wie aus dem stratigraphischen Teil der Arbeit (S. 25) hervorgeht, kann sie in unserem Gebiet nicht als Norm angesehen und verwertet werden. Neben dieser Tatsache ergibt sich später noch, daß diese Fläche in jüngerer Zeit (Tertiär) eingeebnet und geschaffen wurde.

Sehr bezeichnend bei der Anfertigung einer Streichlinienkarte im Weißen Jura, vornehmlich in seinen oberen Teilen, scheint ein reines Mutmaßen dabei zu sein. Wie Roll (1930), so konnte auch ich nur einen Versuch machen, die Schichtlagerung unseres Gebietes auf einer Karte festzulegen. Im gesamten konnten rund 50 Punkte, die sich im ganzen Gebiet etwa gleichmäßig verteilen, zu Hilfe gezogen werden. Von diesen Anhaltspunkten ist nur ein kleiner Teil als gut gesichert anzunehmen. Als Basis der Streichlinienkarte wurde die β/γ-Grenze, die am besten gekennzeichnet ist, gewählt. Sofern dieser Grenzhorizont nicht anstehend gefunden wurde, mußten die höheren bzw. tieferen Punkte im Gelände auf diesen Leithorizont unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Mächtigkeit der einzelnen Stufen umgerechnet werden. Im reinen Massenkalk, der hauptsächlich in den nördlichen und östlichen Gebietsteilen den größten Anteil am Aufbau einnimmt, wurde die Einzeichnung der Streichlinien unterlassen. Um jedoch den Zusammenhang nicht völlig zu verlieren, werden Näherungswerte zur Überbrückung an den betreffenden Orten angegeben.

Aus der Streichlinienkarte geht beim ersten Blick deutlich hervor, daß das Gebiet von den sich fast wirr, kreuz und quer schneidenden Störungen in zahlreiche Schollen zerlegt und aufgeteilt wird. Die einzelnen Schollen mit anderen vereint bilden Mulden und Horste. Im allgemeinen ist die Schichtlagerung von der Tektonik kaum abhängig. Das Generalfallen ist wie in anderen Teilen der Schwäbischen Alb gegen SO mit dem Normalbetrag von rund 2% gerichtet. Flexuren und Schleppungen, vor allem in Zwickeln zweier Verwerfungen, erhöhen das Fallen öfters beträchtlich. Über die Ausführung der tektonischen Linien auf der Karte muß folgendes bemerkt werden: Die Störungen wurden auf den Strecken, die genau belegt sind, voll ausgezogen. Im Massenkalk läßt sich die Richtung oft nicht erkennen, meist kann sie jedoch gemutmaßt werden. In solchen Fällen, sowie in denen, wo die Sprunghöhe die Mächtigkeit eines Horizontes, der an der Oberfläche ausstreicht, nicht übertrifft, werden die Linien gestrichelt eingetragen. Ehe die Verwerfungen eingehender besprochen, sollen die aus der Streichlinienkarte ersichtlichen Verhältnisse näher betrachtet werden.

Beim Betrachten dieser Karte rückt deutlich der westliche Teil des Untersuchungsgebietes in bezug auf das Streichen der Schichten als Einheit in den Vordergrund. Obwohl diese zusammenhängende Tafel von Kolbingen bis Neuhausen, westlich der Westverwerfung des Fridinger Graben durch Störungen in einige Schollen zerlegt wird, kann kein offensichtlicher Zusammenhang der Tektonik und dem Schichtstreichen ersehen werden.

Die Kolbingen—Mühlheimer Tafel neigt sich von Kolbingen gegen SO anfangs sehr leicht. An der Kolbinger Steige kann im Bereich der δ-Kalke manchmal überhaupt kein Fallen ermittelt werden. Vom Nordhang des Donautales gegen die Mühlheimer Verwerfung steigt der Fallbetrag etwas an. Der Sattel von Mariahilf, der südlich an die etwa OW verlaufende Mühlheimer Verwerfung grenzt, weist in seiner ganzen Ausdehnung eine gleiche Höhe von durchschnittlich 680 m auf. Die 680-m-Linie bestärkt das Ausklingen der Störung kurz vor Stetten. Die im Süden angrenzende Hebsack-Risifels-Scholle bildet die Fortsetzung mit normalem Fallen der Alb. Auch hier kann kein Zusammenhang der Bruchtektonik mit der Schichtlagerung festgestellt werden. Östlich des Ostertals geht die Hebsack-Risifels-Verwerfung in eine Flexur mit etwa 5%igem Fallen über, von der natürlich die Schichtlagerung nicht unbetroffen blieb. Sie kann das Hauptstreichen jedoch nicht stark beeinflussen. Das leichte SO-Fallen der Scholle verstärkt sich durch die Schleppung des Bergsteig-Kallenberg-Sprungs und dem Westflügel des Fridinger Graben, so daß in der Gegend von Bergsteig nochmals eine kleine Flexur mit stärkerer Abbiegung zustande kommt.

Das Schichtstreichen im Fridinger Graben: Zwischen der Nordgrenze des Untersuchungsgebietes und Bergsteig läßt sich der Fridinger Graben in 3 Teile gliedern: Der nördliche Teil wird im Süden durch die kleine Breiter-Fels-Störung abgegrenzt. Abgesehen von einem

Zementmergelrelikt an der Saatschule setzt ausschließlich der Massenkalk die Fläche zusammen. Ein Fallen und Streichen kann daher nicht erhalten werden. Im mittleren Bereich, zwischen Breiter-Fels-Störung und Mühlheimer Störung, wurde die Schichtlagerung wesentlich durch die Tektonik beeinflußt. Hier streichen die Schichten spitzwinklig zu denen der westlichen Tafel. Ein schwaches Fallen ergibt sich zu der tiefer liegenden Ostbegrenzung des Fridinger Graben. Gewährleistet wird diese Annahme durch Punkt 625 und Punkt 610 am Bahnhof Fridingen, die gut gesichert sind. Im südlichen Teil stimmt das Streichen mit dem der Hebsack-Risifels-Scholle etwa überein, ein schwaches Drehen gegen Osten ist unverkennbar. Die Flexur kommt auch östlich des Westsprunges im Graben zum Ausdruck. Das Fallen kann durchweg als gleichmäßig bezeichnet werden. Die Wirkung der Flexur klingt im Donautal rasch aus. In der Südostecke erfährt die Lagerung der Schichten in der viereckig begrenzten Härlesenke ein erhöhtes Südostfallen. Das Streichen schlägt wieder in die NO-Richtung um. Ein dieser Senke ähnliches Phänomen stellt jene in der Goldgrube dar. Die Goldgrubensenke unterscheidet sich in dieser Beziehung durch ein stärkeres Fallen mit 14%, während die Härlesenkung im Maximum nur 10% aufweist.

Sehr eigenartig gestaltet sich das Fallen der Schichten im südlichen Gebietsteil, südlich der Bergsteig-Kallenberg-Störung. Hier hängt es ebenfalls von der Tektonik ab. In verschiedenen Gebieten kann oft beobachtet werden, daß ein Sprung, der von Kalken in Mergel oder Tone übersetzt, sich in diesen nur mehr als Abbiegung auswirkt und sich alsbald gänzlich verliert. (Vgl. Gelände des Doggers.) Ein solches Beispiel haben wir an dieser Stelle. Der Bereich der Störung hat sich in der Zementmergelmulde gleichzeitig stark erweitert. Der Westflügel des Fridinger Graben wird in der Nähe von Bergsteig durch zwei parallele Flexuren abgelöst, die im Abschnitt der 560- und 550-m-Streichlinie eine kleine Treppenstufe bilden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in dieser Stufe die Verlängerung des westlichen Randgrabenbruches am Welschenberg zu erblicken ist. Daß das Schichtstreichen in tektonisch gestörten Gebieten von der Fazies abhängig ist, zeigen uns die Mergel und die östlich anschließenden Hangenden Bankkalke. In diesen wird das Streichen durch scharfen Knick gegen NO umgelenkt und langsam in das normale gedreht. Leider fehlen gegen Osten wegen der ungeheueren Mächtigkeit der Hangenden Bankkalke weitere Anhaltspunkte. Durch Spekulation im Massenkalk und Berücksichtigung der Daten in der geschichteten Fazies kann eine „Höhenlage" der Hangenden Bankkalk-Hochfläche unmittelbar hinter der Ruine Kallenberg von etwa 460 m kombiniert werden. Über die „Höhenverhältnisse" östlich der Bäratalstörung kann ebenfalls kein genauer Aufschluß erhalten werden, da der Massenkalk stark überwiegt und die Tektonik die geschichtete Fazies so sehr zerrüttet hat, daß keine derartigen Beobachtungen angestellt werden können. Die Einzeichnungen der Streichlinien im Gebiet des Gansnest-Horstes gewährleisteten 2 Punkte: Der eine liegt im Bära-

tal in Höhe der 710-m-Streichlinie, er wurde von Unter-β auf die β/γ-Grenze bezogen, während der andere östlich von Bahnhof Fridingen der Grenze β/γ entspricht. Die Streichkurven im Massenkalk wurden also mehr oder weniger spekulativ eingetragen. Über das Verhalten der Streichrichtung im südlichen Teil des Horstes fehlen Anhaltspunkte, nur Punkt 640 ist sicher. Sehr deutlich tritt dagegen das NS verlaufende Streichen östlich der Bäratalstörung hervor. Belegt ist diese Richtung durch 3 Punkte im Bäratal: Punkt 625, Punkt 605 und Punkt 620, die alle von Mittel-γ auf die Basis reduziert wurden.

Der Verlauf der Störungen.

Bei der Frage der Störungen muß die Streichlinienkarte vollkommen ausgeschaltet werden. Sie wurde nur zum Zwecke der etwaigen Schichtlagerung in dem überaus stark gestörten Gebiet angefertigt. Die vorhandenen, extremen Werte blieben dabei unberücksichtigt, da sonst die Karte ein zu verworrenes Gepräge erhalten hätte, und zwar auf Kosten der wechselvollen Verhältnisse im Massenkalk. Die tatsächlichen Sprunghöhen dürfen dieser Karte nicht entnommen werden.

Aus der auf den ersten Blick als wirr zu bezeichnenden Tektonik lassen sich verschiedene Systeme herausgreifen und zusammenstellen. Auffällig sticht die NS-Linie, die öfters etwas verbogen erscheint, aus der Karte heraus. Sie stellt die Einheit des Fridinger Graben dar, zu der die Bäratalstörung in inniger Beziehung steht. Als weiteres System können die Störungen, die zwischen OW und N 60° O streichen, zusammengefaßt werden. Ihm gehören folgende Verwerfungen an:

1. Mühlheimer Störung,
2. Hebsack-Risifels-Störung,
3. Bergsteig-Kallenberg-Störung,
4. Wirtenbühlstörung,
5. Hasenfelssprung.

Etwas abweichend von dieser Richtung streicht die Donau-Knopfmacherfels-Störung mit durchschnittlich N 35°—40° O. Als sehr eigenartige Phänomene sind die beiden Senken am Härle und in der Goldgrube bei Fridingen zu bezeichnen. Ob sie Ausschnitte kleiner Gräben mit Querbrüchen (siehe Andeutung des Nordsprungs am Härle) darstellen, kann wegen dem Weiterverlauf im Massenkalk nicht behauptet werden. Vorläufig müssen sie als selbständige Senkungsfelder aufgefaßt werden.

Das System des Fridinger Graben: Die Westverwerfung kann nördlich der Donau im Gewand Hamburg gut gefaßt werden. Die Hangenden Bankkalke grenzen unmittelbar an den zuckerkörnigen Massenkalk. Die Zementmergelrelikte nördlich der Saatschule, die mindestens 30 m zu tief liegen, zeigen den Weiterverlauf im Massenkalk gegen Norden an. Daß die Störung noch weiter nordwärts streicht,

geht aus der Schichtlagerung an der Rauhen Halde hervor, die bei einer flüchtigen Begehung in Augenschein genommen wurde. Gegen Süden dürfte der Sprung zwischen Stephanshöhle und Breiter Fels auf Ruine Altfridingen zu durchziehen. Der Gehängeschutt und der Massenkalk sowie die Talauenbildung lassen die genaue Richtung nicht nachweisen. Der Zementmergelflecken im Dickenloch gibt wieder einen sicheren Anhaltspunkt. Bis zum zweiten Zementmergelbatzen, etwa 1 km südlicher, weist die Morphologie die Richtung des Sprunges. An der Terrasse, die aus Plattenkalken mit Massenkalkeinlagerungen besteht, lehnt sich der Steilanstieg des Welschenberges an, der ganz aus Massenkalk gebaut ist. Die beiden Zementmergelvorkommen liegen in bezug auf die Bankkalke der Siliceus-Zone auf der Terrasse zu tief. Es muß deshalb eine zweite Störung parallel zum Westflügel des Fridinger Graben angenommen werden, die diese jungen Sedimente randlich im Graben noch tiefer versenkte. Vergleichen wir die Höhen der Zementmergellager, so erhält man einen Höhenunterschied von rund 50 m. Dieser übertrifft weitaus den Normalbetrag des Generalfallens der Alb. Hier fällt die Flexur, in die die Hebsack-Risifels-Störung übergeht, stark ins Gewicht. Durch diese Umstände erhöht sich die Sprunghöhe der Störung scheinbar sehr stark gegen Süden (Berz, 1926 S. 44). Die Flexur macht sich beinahe bis Bergsteig bemerkbar, an der Straße Fridingen—Bergsteig mißt man Fallbeträge bis zu 8°. Die Sprunghöhe erreicht im nördlichen Abschnitt im Gewand Hamburg mit 70—80 m ihr Maximum. Gegen N, sowie gegen S nimmt der Betrag rasch ab und sinkt auf 30—40 m bzw. 20 m. Durch den Randbruch wurden die Zementmergel rund 80—90 m tiefer gelegt, während der Hauptvorsprung nur etwa 70 m an Sprunghöhe erreicht. Gegen S erniedrigt sie sich weiter. In dem Abschnitt mit Plattenkalken kann ihr Ausmaß nicht bestimmt werden, da es die Mächtigkeit dieser Sedimente nicht übertrifft. Auch mit Fossilien oder petrographischen Eigenheiten kann nicht darauf geschlossen werden. 15—20 m dürfen jedoch angenommen werden. Südlich Bergsteig schlägt die Störung gegen SW aus, was durch das Streichen der dort anstehenden Plattenkalke angezeigt wird, die etwa mit 20° gegen SO fallen. Nun kommt die Verwerfung in den Bereich der Zementmergel. Dieses Sediment antwortete auf diese Kräfte anscheinend anders, plastischer. Der Bruch geht in ein Schichtabbiegen über. Die Flexur quert das Gargen- und Buttental und pendelt im Hornhau leicht nach SO, denn hier fallen die Schichten auf kurze Strecke beträchtlich gegen NO. (Während die Grenze Zementmergel/Hangende Bankkalke am „c" von Dechental auf 780 m liegt, fällt sie im Hornhau auf 750 m.) Wie sich diese Flexur im S in den Hangenden Bankkalken auswirkt, ob sie ausklingt oder nochmals in einem Sprung ihre Fortsetzung hat, kann nicht festgestellt werden, da die Stratigraphie der Hangenden Bankkalke für Feinheiten noch nicht ausgebaut ist. Eine zweite Flexur ergibt sich aus der Profilierung der Grenze der Zementmergel/Hangende Bankkalke in OW-Richtung. Sie streicht parallel zu der besprochenen in Höhe von „K" von Kohlerhalde im Neuhauser Tal.

Die Ostverwerfung kommt im Gewand Hamburg durch die größere Hangende-Bankkalk-Fläche noch besser zur Geltung, die ebenfalls an Massenkalk stößt, als der Westflügel. Die Grenze kann etwa ½ km weit verfolgt werden. Im N verliert sie sich rasch im Massenkalk, in dem sie sich noch, der Schichtlagerung an der Rauhen Halde nach geurteilt, mutmaßen läßt. Durch einen ziemlich starken Ausschlag gegen SO wird der Fridinger Graben erheblich erweitert. Vom Gewand Hamburg zieht die Störung zum Bahnhof Fridingen, wo die Balderusbänke in gleiche Höhe wie Ober-β zu liegen kommen. Wie im ersten Fall, so erfährt die Sprunghöhe auch hier von N nach S, von 70—80 m auf 25 m, eine beträchtliche Abnahme. Von der Stadtmühle bis zur Straßenkehre der Straße Fridingen—Beuron entzieht sich der Verlauf durch Schutt und Massenkalk unseren Augen. Von hier erreicht sie auf kurze Entfernung, bis zum Härle, ihr Maximum mit rund 100 m Sprunghöhe. (Auf dem Härle liegen Zementmergel neben der Siliceus-Zone. Auf dem Kirchberg befindet sich die Grenze Zementmergel/Hangende Bankkalke 780 m hoch, während sie am Härle eine Höhe von 680 m innehat.) Bei dieser großen Differenz macht sich der Massenkalk stark bemerkbar. Die Fortsetzung vermutete Berz (1926, S. 45) schon. Durch überaus starke Verschwammung ist es vorläufig auch nicht möglich, genau die Störungslinie zu bezeichnen. An der Felsenstube (Nähe der Schäferhöfe) treten erstmals wieder deutliche Anzeichen für Tektonik in Form von klaffenden Klüften auf, ferner liegen Hangende Bankkalke neben älterem Massenkalk. In Lesesteinen erkennt man öfters an Hand der mit Kalzit ausgefüllten Kluftadern das Spiel der Tektonik.

In der Südostecke des Untersuchungsgebietes ist die Tektonik noch nicht restlos gelöst. Um diese Frage einigermaßen zur Zufriedenheit zu klären, müßte der im O anschließende Teil noch kartiert werden. Ebenso muß der Frage der Verschwammung in den Hangenden Bankkalken eingehender nachgeforscht werden. Mit meinen wenigen Erfahrungen ist es schwierig zu sagen, ob der Massenkalk zwischen Bärenwinkel und Steineberg älter als die Hangenden Bankkalke ist. Es wird wohl schwierig sein, später diese Verhältnisse klarzulegen, da die Aufschlußverhältnisse äußerst ungünstig sind. Ein großer Teil des Gebietes ist bewaldet oder es gestattet die Vermoorung keinen Einblick.

Überblicken wir kurz das System des Fridinger Graben, so ist deutlich eine Verbreiterung gegen S, vor allem durch den starken Ausschlag der Ostbegrenzung, ersichtlich. Während der Ostsprung einheitlich als Sprung das Gebiet durchzieht, nimmt die Sprunghöhe der Westverwerfung gegen Bergsteig rasch ab, um in einer bzw. zwei Flexuren auszuklingen und sich aufzuteilen. Der rechte Flügel liegt im allgemeinen tiefer als der westliche. Über das Einfallen der Grabenscholle konnten keine Beobachtungen gemacht werden.

Die Bäratalstörung streicht parallel dem Ostflügel des Fridinger Graben, nur durch einen schmalen Horst, den Gansnesthorst, von ihm getrennt. Der Knick, den sie im Bäratal bei Punkt 640,2 ausführt, wird von dem bei diesem Punkt anstehenden Mittel-γ, von dem

Mittel-γ am Bäratalhaus und dem Unter-β bei Punkt 647,3 gewährleistet. Die Sprunghöhe in diesem Abschnitt beträgt 30—40 m. Von diesem Punkt 640,2 zieht sie auf km 14 der Bahn zu. An dem Weg von Bahnhof Fridingen zur Chemischen Fabrik ist die Verwerfungsbreccie angeschnitten. Die Richtung kann unmittelbar am Hang abgelesen werden. Das verschwammte Ober-β, das an die Platynota-Zone angrenzt, zieht als gut sichtbare Kalkmauer über den Hang, neben der sich die weichen γ-Mergel abstufen. 20 m östlich dieser Stelle kommen wir auf gleicher Höhe in den Schichtbereich der Dentatus-Zone. Die Sprunghöhe beträgt hier rund 25 m (Ober-β bis Dentatus-Zone). Durch das Zutagetreten der Platynota-Zone, das jenseits der Bära an der Stadtmühle auch festgestellt werden kann, könnte man auf eine der Hauptstörung parallele Störung schließen. Wir hätten also einen Staffelbruch vor uns. Die andere Möglichkeit ist die, daß das mergelige Unter-γ als Schmiermittel bei der Entstehung des Sprunges gedient hätte und dabei in die Verwerfungsbreccie eingeknetet wurde. Durch Schleppung wurden die Schichten der Dentatus-Zone gegen O etwas schräggestellt. Sie fallen mit ungefähr 15° von dem Horste weg. Die β-Schwammbänke verhielten sich dieser Störung gegenüber stabil, während sie bei der Senkung des Fridinger Graben stark mit eingesogen wurden (die β-Kalke fallen mit 20° nach SW). An der Straße ins Bäratal liegen Schichten mit *Oppelia tenuinodosa* neben den Bänken der Dentatus-Zone. Hier ist also der Sprungbetrag gegenüber der anderen Bäratalseite um etwa 5—7 m höher. Den nächsten Anhaltspunkt im S treffen wir auf dem Kirchberg. Dort lagern höhere Hangende Bankkalke neben der Grundbreccie derselben. Die Sprunghöhe hat sich auf etwa 20 m vermindert. Weiter gegen S fehlt jegliche Orientierung im Massenkalk und in den Hangenden Bankkalken südlich der Donau. Daß der Sprung noch in diese Gebiete zieht, kann aus der starken Zerklüftung des Gesteins vermutet werden. Im Bereich der Donau macht sich die Richtung N 30°—40° W, die Richtung der einzelnen Donauschenkel, stark bemerkbar. Dadurch liegt die Vermutung nahe, daß der Fluß auf der Störung, mindestens auf den Klüften dieser, sich einnagte.

Die Nendinger Störung wurde nur in die tektonische Übersichtskarte eingetragen, da sie erst an einem Punkt festliegt. Aufmerksam darauf wurde ich durch das starke Westfallen (mit 5°—7°) der Schichten am Haselrain bei Nendingen. Herr Oberlehrer Rebholz bestärkte meine Annahme eines Sprunges mit Daten nördlich der Donau: An der Steige zum Bräunesberg liegen die Balderusbänke in Höhe 713 m, während sie an der östlich gelegenen Stettener Steige in Höhe 740 m anzutreffen sind. Da die Punkte auf gleicher Höhe des Generalstreichens der Alb liegen, kann die Sprunghöhe direkt zu etwa 27—30 m errechnet werden. Die Richtung der Störung dürfte, nach dem Streichen der Schichten am Haselrain geurteilt, NS bzw. NNW verlaufen. In den Grundzügen also parallel zum Fridinger Graben. Bemerkenswert ist noch, daß hier der Westflügel tiefer gelegt wurde.

Im Osten unseres Gebietes, im Abschnitt zwischen der Straße vom

Knopfmacherfels zum Reinfelderhof und Beuron macht sich die Tektonik ebenfalls stark bemerkbar: Die Bäratalstörung legt die Weiß-Jura-β-Kalke unter Tag. In Beuron stehen jedoch Schwammkalke des Mittel-β an. Es ist demnach eine Störung zu vermuten, deren Westflügel ziemlich stark eingesunken ist. Über das Streichen kann noch nichts bemerkt werden, da das Gebiet starke Verschwammungen zeigt und nicht kartiert ist.

Die Richtungen des zweiten Systems schwanken stark zwischen OW und N 60° O. Als markanteste Linie dieses Systems sticht die Bergsteig-Kallenberg-Störung mit beinahe OW-Streichen heraus. In ihrem östlichen Teil wurden Hangende Bankkalke neben älteren Massenkalk (vermutlich der Subeumela-Zeit) gelegt. Hier weist sie auch ihren größten Sprungbetrag mit rund 100 m auf. Im Grimmental bei Punkt 676,3 stehen Hangende Bankkalke an, während auf der anderen Talseite die Grenze Zementmergel/obere Ulmensisschichten in gleicher Höhe erschlossen ist. Der höchste Punkt auf dem Bubensteig liegt 777,7 m hoch. Es ergibt sich also so schon ein Wert von 100 m, zu dem etwa noch 25 m für die Mächtigkeit der Zementmergel zu rechnen sind bis die wahre Sprunghöhe erreicht wird. Wie mächtig die Sprünge der Grimmentalstörung und des Ostflügels des Grabens sind, ist schwer zu bestimmen.

Der Punkt 676,3 im Grimmental stellt gewissermaßen eine Scheide im Verlauf der Störung dar. Gegen Westen reduziert sich der Sprungbetrag beträchtlich. Zwischen diesem Punkt und Bergsteig sind mittlere Plattenkalke gegen obere Ulmensisschichten bzw. Zementmergel verworfen. Etwa beim „e" von Kessel stoßen wir wieder auf einen sicheren Anhaltspunkt: Die Siliceus-Zone, belegt mit *Virgatosphinctes siliceus*, lagert auf gleicher Höhe mit oberen Ulmensisschichten. Im Westen hält die Störung meist die gleiche Sprunghöhe mit durchschnittlich 30 m ein. In der Gegend vom Wirtenbühl zieht sich die Wirtenbühl-Störung parallel der besprochenen hin. Sie gewinnt von W nach O an Sprunghöhe. Die Schichten der Zementmergel müssen gegen NO geneigt in dem schmalen Graben eingeklemmt liegen. Näheres läßt sich nicht feststellen.

Durch die Unübersichtlichkeit, sowie die schlechten Aufschlußverhältnisse im Grund am Wirtenbühl und an dem Waldweg vom Heidenkapf zur Stephansmühle zwischen Punkt 801,6 und 705,1 ist Sicheres über Tektonik und Schichtlagerung schwierig zu beobachten. In einzelnen kleineren Aufschlüssen bemerkt man starken Einfluß der Tektonik. Im „Grund" kann der Karte entnommen werden, daß eine kleine Mulde mit OW-Achse vorliegt. Das Schichtfallen ist mit 5°—6° nach Westen gerichtet. Aus diesem Grunde könnte vielleicht ein Sprung in der NS-Richtung durch das Gebiet des Heidenkopfes angenommen werden.

Die Hebsack-Risifels-Störung ließ sich auf der Hochfläche des Hebsacks und des Ettenbergs, nicht an den Hängen, nachweisen. Auf dem Hebsack sind Schichten mit *Ochetoceras zio* neben

Schichten mit *Oppelia semicostata* Bercкн. (oberstes δ) gelegt. Daraus erhellt sich, daß, wie bei der Bergsteig-Kallenberg-Störung, der Südflügel abgesunken ist. Auf dem Ettenberg wurde östlich vom „r" von Ettenberg *Virgatosphinctes setatus* in Höhe 740—745 m gefunden, während nördlich davon auf 750 m noch die Subeumela-Zone ansteht. Im W, im Gebiete des Hebsacks, erreicht die Verwerfung mit 25—30 m Sprunghöhe ihr Maximum. Gegen Osten klingt sie langsam aus, auf dem Ettenberg beträgt sie noch 10 m. Jenseits des Ostertales macht sie sich nur als Flexur bemerkbar mit einer Neigung von 5°—6°. Diese Flexur wurde bereits bei der Besprechung des Fridinger Graben erwähnt.

Der Mühlheimer Sprung wird von der Hebsack-Risifels-Störung durch den Horst von Mariahilf getrennt. Bei dieser Störung ist entgegen der anderen dieses Systems der Nordflügel abgekippt. Im W kann die Verwerfung an der Mündung des Tales von Mariahilf (südlich vom „ü" von Mühlheim) gefaßt werden. Ober-β mit *Oppelia haploceroides* (vielleicht noch mit *Oppelia wenzeli)* liegt in gleicher Höhe mit der Platynota-Zone. Die Sprunghöhe ist mit 10—15 m im Vergleich zu den anderen sehr minimal. Denselben Betrag weist sie südlich Ruine Altfridingen noch auf, nachdem sie den Massenkalkblock des Welschenberges durchquert hat. Von diesem Punkt aus zieht sie sich durch die Donauaue zur Bäratalmündung hin, wo sich ihre Sprunghöhe verliert. Zwischen Stadtmühle und Bahnhof Fridingen weist sie nur noch 5 m Sprunghöhe auf. (Unterschied von der Zone der *Oppelia tenuinodosa* und *Oppelia haploceroides.)* Es ist anzunehmen, daß sich der Sprung im Massenkalk rasch verliert.

Der Hasenfels-Sprung ergibt sich aus folgender Betrachtung: An der Stadtmühle Fridingen steht die Grenze γ/δ in Höhe 660 m an, während wir in der „Kiesgrube" an der Kurve der Straße Fridingen—Beuron Ober-δ in gleicher Höhe antreffen. Beide Punkte liegen auf derselben Streichkurve, woraus sich die Sprunghöhe zu 20—25 m schätzen läßt. Über die Erstreckung des Verwurfs fehlen jegliche Anhaltspunkte.

Die Breiter-Fels-Störung konnte dagegen genauer festgelegt werden. Massenkalk und Hangende Bankkalke, die auf gleicher Höhe liegen, erlauben eine scharfe Grenzziehung. Diese Störung verbindet die beiden Schenkel des Fridinger Graben miteinander und dürfte auch annähernd dieselbe Sprunghöhe jener Störungen besitzen.

Eine Sonderstellung nimmt — wie schon erwähnt — die Donau-Knopfmacherfels-Störung ein. Im Weiblesteich weicht sie von ihrer normalen Streichrichtung mit N 35°—40° O auf kurze Strecke beträchtlich ab. Sie erlangt jedoch bald wieder ihre alte Richtung. Auf dem Kirchberg ist die Sprunghöhe mit 20—30 m (ältere gegen jüngere Hangende Bankkalke) etwas geringer als nördlich der Goldgrube, wo die Verwerfung ihren größten Sprungbetrag mit rund 40 m aufweist. Gegen Lugen und Wangen hin und im Donautal ist nur noch die Kluftrichtung vorhanden (vor allem im Donautal).

Als letztes System sind die Phänomene der Senken zu besprechen: Als östliche Begrenzung der Härle-Senke haben wir die Ostver-

werfung des Fridinger Graben kennen gelernt. Zu dieser verläuft spitzwinklig eine kurze tektonische Linie, die die beiden Zementmergelflecken im W umrahmen. Im N werden diese Zementmergel von dem Schelmenhalde-Sprung begrenzt. Das so gebildete tektonische Dreieck wurde rund 100 m eingesenkt.

Der Schelmenhalde-Sprung setzt sich westlich der Kriegergedächtniskapelle fort und zieht sich nördlich über das Härle hin. Fridinger Platten sind gegen Sedimente der Siliceus-Zone (im engeren Sinn), die durch *Virgatosphinctes siliceus* und *Waagenia beckeri* belegt ist, verworfen. Die Sprunghöhe nimmt von O nach W ab. Ob dieser Sprung mit jenem an der Straße Fridingen—Bergsteig, der in der Fortsetzung liegt, zusammenhängt, ist nicht zu klären. Es steht fest, daß im W des Härle eine Diskordanz nicht zu erkennen ist. Die dickbankigen δ-Kalke zeigen ganz normale Lagerung. Man könnte vielleicht an eine kurze Unterbrechung der Störung denken.

Die westlich begrenzende Störung, die Grimmental-Störung, gewinnt von N nach S an Mächtigkeit. Im N liegen Plattenkalke neben der Siliceus-Zone (im engeren Sinn), während jenseits des Donautals bei Punkt 676,3 Zementmergel an Hangende Bankkalke angrenzen.

Die Wangen-Störung im S der Senke ergibt sich aus dem Vergleiche der Horizonte jenseits und diesseits der Donau: Auf dem Härle stehen in Höhe 640 m Fridinger Platten an, während an dem Vorsprung westlich der Ziegelhütte in gleicher Höhe noch δ-Kalke zu sehen sind. Daraus kann ein Sprungbetrag von ungefähr 40 m gefolgert werden.

Diesem tektonischen Gebilde sehr ähnlich ist die Goldgruben-Senke: Der West-Sprung weist die kräftigste Senkung auf. Schuttfreie Hangende Bankkalke stoßen an dichten Massenkalk. Im südwestlichen Winkel sind die Schichten am tiefsten gelegt worden. Gegen NO flacht sich die Einsenkung leicht aus.

Das Alter der Störungen.

Das Problem des Alters der Störungen ist in unserem Gebiet sehr schwierig zu lösen, da fast keine Spuren von tertiären Bildungen erhalten geblieben sind. Um einigermaßen Angaben darüber zu machen, ist es notwendig, die angrenzenden Gebietsteile zur Klärung dieser Frage heranzuziehen.

Bei Betrachtung des Hauptstörungssystems der NS-Richtung ergibt sich, daß die Störungen morphologisch ausgeglichen erscheinen. Eine Umkehr des Reliefs im Graben ist nirgends zu finden. Im Gewand Hamburg tritt eine leichte Einmuldung in Erscheinung, die auf raschere Erosion der weicheren Sedimente der Hangenden Bankkalke im Graben gegenüber dem randlichen, härteren Massenkalk zurückzuführen ist. In noch schrofferem Maße haben wir dieses Bild am Fuße des Welschenberges vor uns. An dieser Stelle sind geschichtete Sedimente der Siliceus-Zone gegen Massenkalk verworfen. Hier hatte die erosive Tätigkeit der pliozänen Donau eine deutlich hervorspringende Geländestufe herausgearbeitet. (Siehe Bild 10.)

Die Einebnungsfläche im N und S, die in jüngerer Zeit wieder freigelegt wurde, dürfte wohl schon im Alttertiär (Wende Oligozän/Miozän) angelegt worden sein. Im südlichen Gebiet bei Neuhausen liegen oligozäne Bildungen auf Hangenden Bankkalken. In den älteren Karten (Blatt Fridingen, Maßstab 1 : 50 000 von 1878) sind östlich von Neuhausen Reste der unteren Süßwassermolasse eingetragen, von denen heute nichts mehr zu sehen ist. In der geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 (Blatt 3) ist dieses Vorkommen ebenfalls verzeichnet. (Es wird höchstwahrscheinlich dieser Karte entnommen worden sein.) Diese Relikte haben als Unterlage älteren Massenkalk, so daß sich aus dieser Tatsache eine sehr alte, noch oligozäne Abtragung ergeben würde. Bestärkt wird diese Annahme noch durch das Vorhandensein von alttertiären Spaltenfüllungen in der Gegend von Neuhausen und Heudorf (nach einer freundlichen Mitteilung von H. Dr. Kiderlen). Nördlich der Donau kann wegen Fehlen des Alttertiärs kein Schluß gezogen werden. Südlich Schwenningen und Unterglashütte liegen noch Reste von burdigalem Grobkalk auf Massenkalk. Der Graben muß also noch vor Erosion der Hangenden Bankkalke an dieser Örtlichkeit eingebrochen sein, daraus folgert sich, daß die Störungen prämiozän sein müssen. Es darf wohl angenommen werden, daß es sich hier um eine äquivalente Verebnung wie im S handelt, zumal gegenwärtig die Ansicht besteht, daß im jüngeren Tertiär Einebnungen solcher Ausmaße in diesem Gebiet nicht stattgefunden haben konnten. Das Alter der NS streichenden Störungen ist mit größter Wahrscheinlichkeit alttertiär, die Uranlagen vielleicht schon kretazisch.

Sehr interessant ist ein Vergleich mit den Störungen des Lauchertgebietes zu ziehen. Roll (1930) konnte dort das Alter des Westsprunges des Lauchertgrabens als jünger als die Juranagelfluh festlegen, während die Ostverwerfung erst postunterpliozän angelegt wurde. Obwohl die Störungen fast dieselbe Streichrichtung haben, verhalten sie sich im Alter grundverschieden.

Wie wir der tektonischen Übersichtskarte entnehmen können, zerlegt dieses Störungssystem das Gebiet in zwei verschiedene Komponenten: Horste und Gräben. Diese Eigenart treffen wir auch im Schweizer Tafeljura in noch ausgeprägterer Form an. (Heim, Bd. I.) In dieser Landschaft wurde eindeutig bewiesen, daß die Anfänge der Einbrüche ins Oligozän fallen und nach Zeiten mit Verebnungen bis ins Jungtertiär dauernd sich in Bewegung befanden. Die Ursache dieser Brüche hängt mit der Alpenfaltung zusammen. Dies bringt die Vermutung nahe, daß in unserem Fall Ähnliches vorliegt. Das Eine darf wohl als sicher gelten, daß die Senkungen in unserem Gebiet während größerer Zeitabschnitte mit vereinzelten Unterbrechungen gedauert haben.

Für das zweite tektonische System mit einem Streichen von OW bis N 45 O, das auch im Lauchertgebiet vorhanden ist, übernahm Roll 1930 den Namen „Donauabbruch" (Moos 1924), der in der Ulmer Gegend für diese Richtung geschaffen wurde. Ob nun der Ausdruck für unsere Gegend geeignet erscheint, ist fraglich. Der Name „Donauabbruch" hängt

mehr mit der Graupensandrinne zusammen als mit der Donau, denn die Donau fließt in jenem Abschnitt gerade in der Graupensandrinne, und die Tektonik ist enger mit dieser alten Flußrinne, vor allem in bezug auf das Alter, verknüpft. Daß dieses System auch an der Graupensandrinne südlich von unserem Gebiet nicht fehlt, ist belegt. Der Nordrand ist durch eine Flexur bedingt (Kiderlen, 1931 S. 301), Brüche mit dieser Richtung sind ebenfalls vorhanden. Nach dieser Definition des „Donauabbruchs" können also nicht sämtliche Störungen parallel der Donau am Südrand der Alb diesem System einbezogen werden, sondern es muß zwischen einem System, das mit der Graupensandrinne in Beziehung steht, und einem nördlich gelegenen unterschieden werden. Beide gehören aber gemeinsam dem Albsüdrandabbruch an.

Diese Störungen lassen sich zeitlich noch schwieriger fassen als diejenigen des ersten Systems, da außer pliozänen Donauschottern keine tertiäre Bildungen mehr gefunden werden. Da die Donauschotter durch keine Störung verlagert wurden, kann jedoch gesagt werden, daß die Tektonik mit dem Beginn des Pliozän erloschen und zur Ruhe gekommen ist. Als sehr alt muß der östliche Teil der Bergsteig-Kallenberg-Störung angesehen werden. Auf jener Strecke wurden rund 100 m Hangende Bankkalke versenkt. Im Fridinger Graben liegen etwa 20 m neben Massenkalk der Subeumela-Zeit wie auch bei der erstgenannten Störung. Der westlich gelegene Wirtenbühl besitzt noch eine kleine Haube aus Hangenden Bankkalken von 10 m Mächtigkeit. In der Zeit zwischen Einbruch der Störungen und heute wurden also ungeheuere Massen dieses Sediments abgetragen und vernichtet. Da — wie schon erwähnt — heute die Ansicht besteht, daß größere Erosionen und Einebnungen im jüngeren Tertiär nicht stattgefunden haben, kann auf ein hohes Alter des Abschnittes dieser Störung geschlossen werden. Es darf dem NS verlaufenden System gleichgesetzt werden: Kretazisch oder alttertiär. Die Entstehung der anderen Sprünge dieser Richtung kann nicht fixiert werden. Die Hebsack-Risifels-Störung, die im O in einer Flexur ausklingt, ist jedenfalls jünger als der Fridinger Graben, da er noch mitverbogen wurde. Im jüngeren Miozän scheint die Tektonik sehr rege gewesen zu sein. Nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. Kiderlen sind z. B. unmittelbar südlich unseres Gebietes bei Heudorf Kirchberger Schichten gegeneinander verworfen.

Auch bei der Entstehung dieser Sprünge werden Perioden mit starker Tektonik und solche mit fast völliger Ruhe angenommen. Mit Einsetzen des Pliozän war jedoch völlige Ruhe eingetreten. (Der Hamburg-Sprung muß natürlich in der Zeit, in der der Graben einbrach, entstanden sein.)

Die Störungen dieses Systems sind ebenfalls in der Landschaft nicht mehr sichtbar, sie wurden vor allem durch die pliozäne Donau bearbeitet und vermischt. — Die beiden Senken am Härle und in der Goldgrube müssen bei der Altersfrage den jüngeren Störungen angegliedert werden. In Anbetracht dessen, daß in der Goldgrube noch eine mächtige Schichtfolge der Hangenden Bankkalke erhalten ist, dürfte einigen Störungen höheres Alter als denen der Härlesenke zugeschrieben werden.

Zusammenfassend gesagt, scheinen die Vorgänge der Tektonik unseres Gebietes sich sehr kompliziert abgespielt zu haben. Die Anfänge der Senkungen sind in der Kreide bzw. im Alttertiär zu suchen. Das Ende der tektonischen Entwicklung fällt mit dem Ende des Miozän zusammen. Die Quersprünge zum Graben entstanden teilweise gleichzeitig mit den Verwerfungen des Grabens, die meisten sind jedoch jünger.

Einflüsse auf die Form und den Verlauf der Täler.

Die Form der Täler wird von der faziellen Ausbildung der verschiedenen Stufen des Weißen Jura stark beeinflußt und meist bestimmt. Die besten Beispiele liefert das Donautal selbst, das mit seinen wuchtigen Massen dem Reisenden einen steten Eindruck hinterläßt. Schon auf der topographischen Karte kommen seine Eigenheiten gut zum Ausdruck.

Wandern wir nun von Nendingen talabwärts, so liegt eine breite Talaue vor uns mit schön herausmodellierten γ-Terrassen. (Siehe Bild 11, das talaufwärts aufgenommen wurde, mit Altmühlheim im Hintergrund.) Bei Mühlheim-Altstadt verengt sich das Tal plötzlich, fast um die Hälfte: Die Donau gelangt langsam in den Bereich des Massenkalkes, der im allgemeinen gleichmäßig gebaut ist. In diesem mußte der Fluß alle Kraft aufwenden, um sich in schmaler Rinne durchzufressen. Ein Hin- und Herpendeln im Tal gelang ihm nicht mehr, weshalb die Talhänge entweder gleichmäßig geböscht (z. B wie im Buntsandstein) sind oder aber schroffe Felswände bilden. Kurz nach der engsten Stelle bei Ruine Altfridingen öffnet sich das Tal wieder, die Donau erreicht den Schichtbereich des Weißen Jura γ (siehe auch Berz, 1928). Die tiefe Bucht im Gewand Lache bei Fridingen am Welschenberg wurde durch einen Prallhang der Donau geschaffen. Seine steile Böschung wurde in späterer Zeit durch Gehängeschutt etwas ausgeglichen. Durch ein starkes Südfallen der Schichten tritt die Donau schon beim Ort Fridingen etwa in die dickbankigen Quaderkalke des Weiß Jura δ ein, in denen sie von der dem Rhein tributpflichtigen Aach angezapft ist. Nach kurzem Lauf gewinnt die Donau wieder den Massenkalk, aus dem sie die heutigen Schönheiten herausnagte. Das enge Tal schlängelt sich in zahlreichen Bogen durch die Landschaft hindurch.

Ebenso wie sich die Fazies in der Form des Donautales spiegelt, ist es bei seinen Nebentälern der Fall. So sind das Bära- und Lippachtal von den größeren Nebentälern sehr schmal und eng angelegt. Die in unserem Gebiet von S der Donau zustreichenden Täler liegen dagegen größtenteils in der geschichteten Fazies und sind deshalb etwas breiter. Sehr bezeichnend sind die kleinen Tälchen, die zwischen Ziegelhütte und Scheuerlehof ins Donautal münden: Das Grimmen-, Wolfer- und Buttental. Ihr Unterlauf liegt im Massenkalk, die Talform ist eng, die Hänge sind steil, wuchtige Felsmassen durchbrechen sie. Der Oberlauf in den Hangenden Bankkalken bietet ein ruhiges Bild. Das Engtälchen ladet sich weiter aus, die Formen sind gleichmäßig und stetig. Gerade durch diese Eigenschaften ist es möglich, unmittelbar aus der Karte die Bergsteig-Kallenberg-Störung abzulesen.

Sehr auffallend ist, daß nur noch einige Tälchen, die im Sinne des Schichtfallens verlaufen, Wasser führen. Sämtliche Täler, die gegen das Schichtfallen gerichtet sind, liegen trocken und führen höchstens noch zur Zeit der Schneeschmelze etwas Wasser. Diese Erscheinung hängt eng mit der Verkarstung, die durch die starke Tektonik noch unterstützt wurde, zusammen. Nur die Täler, die ein großes Einzugsgebiet besitzen, können sich heute noch behaupten, während die anderen, vor allem aus Süden kommende, vollkommen dem Rhein verfallen sind. (Bei der Talgeschichte der Donau sei auf die Dissertation Manz 1933 verwiesen, hier wird nicht darauf eingegangen.)

Der Verlauf der Täler steht, wie in der Beschreibung der Tektonik schon erwähnt, mit der Tektonik oft eng in Beziehung, hauptsächlich der Flußlauf der Donau. Sehr deutlich kommt diese Tatsache in der Umgebung von Fridingen zum Ausdruck. Man könnte geradezu meinen, daß den zahlreichen Schlingen, die die Donau auf dieser Strecke ausführt, ein mathematischer Plan zugrunde läge. Alle Mäander zwischen Fridingen und Beuron verlaufen streckenweise mehr oder weniger parallel zueinander und zeigen somit auffallende Zusammenhänge. Sonderbar ist die große Schlinge vom Bahnhof Fridingen zum Knopfmacherfels. Hier zog es die Donau vor, nicht den kürzesten Weg, sondern einen um vieles längeren einzuschlagen. Die Urdonau hatte ihren Lauf über den Knopfmacherfelssattel genommen (Manz, Dissertation 1933), ließ sich jedoch anscheinend bald von den Spuren der Tektonik einfangen und von ihnen leiten. (Aus der Karte geht sehr gut der Einfluß der Tektonik auf den Flußlauf hervor.) Erstmals tritt dies ein, wo die Donau in den Bereich des Fridinger Graben kommt, der sie bis zur Berührung mit der Bergsteig-Kallenberg-Störung gefangen hält. Durch diese Störung wird der Donaulauf an die Kluftsysteme dieser gebannt und gegen O umgelenkt. Im Abschnitt Wangen wurde der Fluß durch die Wangen- und Donau-Knopfmacherfels-Störung beeinflußt. Da diese noch die geschichteten Fazies durchziehen, war hier die Arbeit der Erosion gleichviel leichter als im Massenkalk. Für den sonderbaren, eckigen Verlauf zwischen Ziegelhütte und Scheuerlehof konnte ich nur Kluftsysteme mit gleicher Richtung, nicht aber die Urheber dieser, im Massenkalk feststellen. Die Strecke Scheuerlehof-Bettelmannsfels zieht parallel mit der Donau-Knopfmacherfels-Störung, ob zu dieser hier eine Parallelstörung vorhanden ist, konnte noch nicht nachgewiesen werden. Daß aber die Strecke Bettelmannsfels-Jägerhaus tektonisch angelegt ist, ist sicher, denn hier ist die im Kapitel Tektonik erwähnte Störung mit NS-Richtung im Spiele. Dies kann mit Weiß Jura β bei Beuron und den Zentralmergellagern in der Goldgrube und in der „Bronnener Mulde" belegt werden. Die längere, gerade Strecke der Donau bis Beuron fällt mit starken Klüften der Donau-Knopfmacherfels-Störung zusammen. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß die längeren, geraden Flußstrecken auf bestimmte Verwerfungen bezogen werden können, während bei den kürzeren Ausschlägen im Massenkalk vielleicht verschiedene kleine, gleichgerichtete Sprünge vermutet werden

müssen. Aus der wirren und sehr regen Tektonik geht hervor, daß in diesem Gebietsausschnitt wohl noch eine ungeheuere Kleintektonik verborgen liegt, die sich durch die Eigenheiten des Massenkalkes nicht fassen läßt.

Wenn Manz (Dissertation 1933) den Urdonaulauf von der Terrasse des Welschenberges nur in leicht geschwungenem Bogen bis Schloß Bronnen einzeichnet, ist zu erwägen, ob nicht schon in dieser Höhe sich der Fluß den Kluftsystemen unterworfen hatte. (Siehe z. B. späteres Stadium der Urdonau am Bahnhof Fridingen bzw. am Gansnest.) Meines Erachtens wurden die Schlingen zwischen Wangen und Jägerhaus sehr früh angelegt, was eigentlich schon aus der Morphologie zu ersehen ist.

Ein Musterbeispiel für den Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik bietet ferner der Verlauf der Bära. Im nördlichen Abschnitt fließt der Bach unmittelbar auf der Störung, während er bis zum Mündungsbogen vom Kluftsystem der Bäratal-Störung bestimmt wird. Sehr offensichtlich wird die Beeinflussung der Tektonik an der Mündung. Viel einfacher hätte es die Bära gehabt, wenn sie sich in gerader Linie, wie es auch zu erwarten wäre, zum Knopfmacherfels durchgefressen hätte. Sie wurde jedoch von der Mühlheimer-Störung gegen W umgelenkt.

Die Schönheiten des Donautales in unserem Gebiete konnten nur durch die äußerst starke Zerstörung dieses Gebietes durch innere Kräfte vereint mit der Gewalt des Wassers und der Beschaffenheit des Gesteins geschaffen werden.

Zusammenfassung.

Die Stratigraphie des unteren Weißen Jura (α—γ) in unserem Gebiet ist mit anderen der Schwäbischen Alb, z. B. mit der des Honauer- und Filstales (Volz und Veit), gut in Einklang zu bringen. Für Weiß Jura γ wurde eine neue Gliederung vorgeschlagen, da in der bestehenden zu sehr auf Lokalstratigraphie geachtet wurde.

Im oberen Weißen Jura konnte die Einteilung von Roll (1930) für das Lauchertgebiet mit einigen Ausnahmen befürwortet und befolgt werden. Zu den Ausnahmen gehören: In unserem Gebiet wurden die Pseudomutabilis-Subeumela-Übergangsschichten noch zu Weiß Jura δ gestellt, da die Fauna noch sehr derjenigen von Weiß Jura δ ähnelt und petrographisch kein Unterschied zwischen beiden Zonen besteht.

Die Kolbinger Platten gehören zur Siliceus-Zone. Die Plattenbildung setzt verschieden bald ein, ist jedoch mit Beginn der Oberen Ulmensisschichten beendet. — An der Grenze Massenkalk/Hangende Bankkalke (Basis derer) wurde eine Basalbreccie in größerem Ausmaße gefunden, ebenfalls in gleicher stratigraphischer Höhe verschwammte Hangende Bankkalke, die im oberen Teil der Hangenden Bankkalke nochmals stark überhand nehmen. Zu Zuckerkorn diagenetisiert fand sich dieser junge Massenkalk nirgends. Daraus folgt, daß an Stellen, wo Hangende Bankkalke an „Zuckerkorn" grenzen, Störungen angenommen werden dürfen, wo solche an gewöhnlichen Massenkalk stoßen, ist die Um-

gebung zu Rate zu ziehen. Die Grenze Massenkalk/Hangende Bankkalke kann als Basis für eine Streichlinienkarte nicht gebraucht werden.

Das Untersuchungsgebiet zeigt im allgemeinen normales Fallen. Nur selten wird dies durch die Bruchtektonik stärker beeinflußt. Die Tektonik ist stark vorhanden. Das System des Fridinger Graben streicht NS, ferner sind zahlreiche Störungen mit einem Streichen zwischen OW und N 60° O vorhanden. Ein extremer Fall dieser Richtung stellt die Donau-Knopfmacherfels-Störung mit N 35°—40° O dar. Sehr eigenartige Phänomene bilden die Goldgrube- und Härle-Senken. Die NS-Richtungen sind sehr alt: Kretazisch oder Oligozän, während die anderen zum größten Teil jünger sind. Pliozäne Donauschotter sind nicht verworfen, demnach muß das Ende der Tektonik zu Beginn des Pliozän angenommen werden.

Literaturverzeichnis.

ALDINGER, H.: Über die Entstehung der Kalkschiefer des Oberen Weißen Jura von Nusplingen in Württemberg. Central-Blatt f. Min. Abt. B. S. 257—267. 1930.

BERCKHEMER, F.: Eine vorläufige Mitteilung über den Aufbau des Weißen Jura in Schwaben. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. Bd. 69. 1913.

— Beschreibung wenig bekannter und neuer Ammoniten aus dem Oberen Weißen Jura Württembergs. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. Bd. 78. S. 68—79. 1922.

— Über die Entstehung der Massenkalke des Weiß Jura. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. Bd. 78. 1922.

— Der obere Weiße Jura in Württemberg. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 78. Monatsber. S. 170. 1926.

BERZ, K. C.: Die Grundwasserverhältnisse im Versinkungsgebiet der oberen Donau. Mitt. d. geol. Abt. d. Württ. Stat. L.-A. Stuttgart. 1928.

BEURLEN, K.: Die Gattung Rasenia im schwäbischen Jura. Maschinenschriftliche Dissertation. Tübingen. 1923.

— Stratigraphische Untersuchungen im Weißen Jura Schwabens. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. Abt. B 56. 1926.

BURGER, O.: Über schwäbische Kalktuffe, insbesondere des Echaztales. Dissertation. Tübingen. 1911.

DEECKE, W.: Der Zusammenhang zwischen Flußlauf und Tektonik. Fortschr. d. Geologie. H. 16. 1926.

DIETERICH, E.: Einige stratigraphische Beobachtungen im Weißen Jura Württembergs. Central-Blatt f. Min. Abt. B. S. 242—249. 1932.

— Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura in Württemberg. Dissertation. Tübingen. 1933.

DORN, P.: Die Ammoniten des untersten Malm der Frankenalb. Pal. Bd. 73/74. 1930.

— Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. Sonderdruck aus d. Abh. d. geol. Landesuntersuchung am Bayr. Oberbergamt. H. 6. München. 1932.

FISCHER, E.: Geologische Untersuchungen des Lochengebiets bei Balingen. Geol. und Pal. Abh. Bd. 11. 1913.

FISCHER, H.: Neue Beiträge zur Geologie von Rottweils Umgebung. Maschinenschriftliche Dissertation. Tübingen. 1921.

FRANK, M.: Lateritische Substanzen in marinen Kalken. Central-Blatt f. Min. Abt. B. 1928.

HAIZMANN, W.: Der Weiße Jura γ und δ in Schwaben. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 15. 1902.

HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose. Ber. d. Oberhess. Gesellsch. f. Nat.- und Heilk. zu Gießen. Bd. 12. 1928.

— Fossile Verwitterungsdecken. Handbuch der Bodenlehre. Bd. 4. 1930.

— Laterit. Fortschr. d. Geologie. H. 14. 1926.

HENNIG, E.: Strukturelle und skulpturelle Züge im Antlitz von Württemberg. 1920.

— Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. 1923.

— Eine junge rheinische Störung in der schwäbischen Alb. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. Bd. 82. S. 64—76. 1926.

HEIM, A.: Geologie der Schweiz. Bd. 1. 1919.

KIDERLEN, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 66. Abt. B. 1931.

MANZ, O.: Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen Aitrach-Donau. Dissertation. Tübingen. 1933.

MOJSISOVICS, E.: Die Dolomitenriffe von Südtirol und Venetien. Wien. 1879.

MÖSCH, C.: Geologische Beschreibung des Aargauer Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz 4. Bern. 1867.

NEUMAYR, M.: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. 1873.

OPPEL, A.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Süddeutschland. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Bd. 13, S. 141—396, und Bd. 14, S. 129—291. 1857/58.

QUENSTEDT, F.: Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Bd. 3: Der Weiße Jura. 1887/88.

— Der Jura. 1858.

— Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Tuttlingen, Fridingen und Schwenningen. 1881.

REBHOLZ, E.: Die Pflanzenwelt der Fridinger Alb. Veröffentl. d. staatl. Stelle f. Naturschutz b. Württ. L.-A. f. Denkmalpflege. H. 3. 1926.

— Kolbinger Steige (Exkursionsbericht). Zeitschr. d. geol. Gesellsch. Monatsber. 78. S. 247—249. 1926.

RICHTER, R.: Die Entstehung von Tongeröllen und Tongallen unter Wasser. Senckenbergiana. Bd. 8. S. 307 und 309. 1926.

ROLL, A.: Die Stratigraphie des oberen Malm im Lauchertgebiet (Schwäbische Alb) als Unterlage für tektonische Untersuchungen. Dissertation. Tübingen. 1930.

Schmierer, Th.: Das Altersverhältnis der Stufen „Epsilon" und „Zeta" des Weißen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Nr. 54. S. 525—607. 1902.
— Über die stratigraphische Unselbständigkeit der Stufe des schwäbischen Weißen Jura. Jahrb. d. k. preuß. geol. L.-A. Bd. 35. S. 640—643. Berlin. 1915.
Schneid, Th.: Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. Geogn. Jahresh. Bd. 27, S. 59—170, und Bd. 28, S. 1—61. München. 1914/15.
Spitz, W.: Geologische Spezialkarte von Baden. Blatt 122.
Veit, E.: Geologische Untersuchungen im Gebiet des oberen Filstales. Prüfungsarbeit. 1932. (Tübingen.)
Volz, E.: Geologie des Honauer Tals. Prüfungsarbeit. 1930. (Tübingen.)
Waagen, W.: Der Jura in Franken, Schwaben und in der Schweiz. München, Paris und London. 1864.
Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. 1929.
— Zur Geschichte der Flußläufe am Albtrauf. Württ. Jahresh. Bd. 83. 1927.
— Morphologische Grundfragen im süddeutschen Schichtstufenland. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1927.
Wegele, L.: Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Pal. Bd. 71/72.
Wepfer, E.: Die Gattung Oppelia im süddeutschen Jura. Pal. Bd. 59. 1913.
Weitere Spezialliteratur siehe in der Arbeit Roll.

Bild 1. Aufschluß in Malm β an der Schelmenhalde bei Mühlheim.

Bild 2. Schwammstotzen in den Kalkbänken der Siliceus-Zone.
(Kolbinger Steige.)

Bild 3. „Kolbinger" Plattenkalke an der Ziegelhütte

Bild 4. Plattenkalke an der Kolbinger Steige.

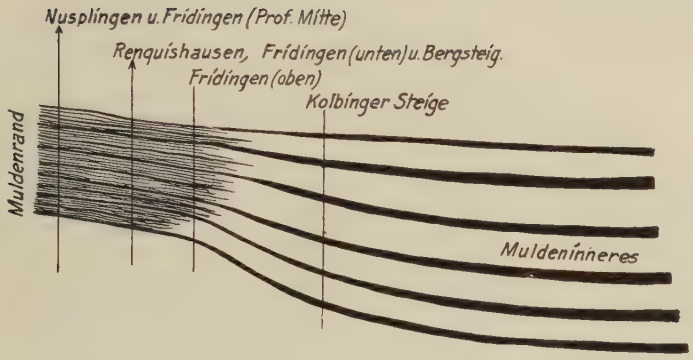



Bild 5. Schematisches Profil der verschiedenen Fazies zur Zeit der Plattenkalkbildung. (Hell = Kalk, dick schwarz = Mergel, dünn schwarz = Sedimentationsunterbrechung.)

Bild 6. Blick gegen W in die „Zementmergelmulde" bei Bergsteig (im Hintergrund). Die höchste Erhebung rechts trägt noch eine Kappe Hangende Bankkalke. Den Steilanstieg links bilden ebenfalls Hangende Bankkalke (Flexur).

Bild 7a. Verschwammung in den Hangenden Bankkalken am Hilbenhof.
(Nördlich Neuhausen ob Eck.)

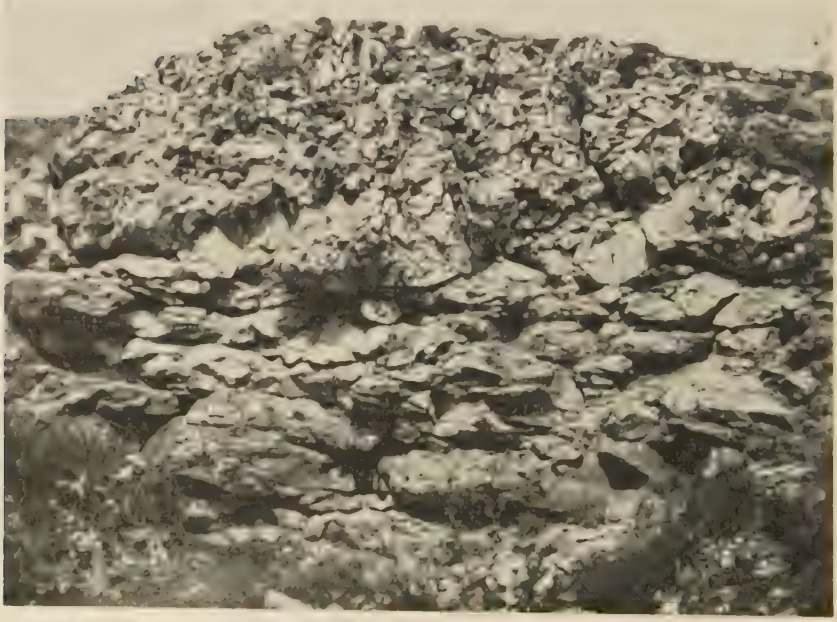


Bild 7b. Verschwammung in den Hangenden Bankkalken am Hilbenhof.
(Nördlich Neuhausen ob Eck.)

Bild 8. Schänzlefels im Donautal (Nähe der Ziegelhütte) mit alten Schwammbankböden.

Bild 10. Blick gegen NW zum Welschenberg. Vor dem Steilanstieg im Hintergrund streicht die Weststörung des Fridinger Graben in Richtung N-S.

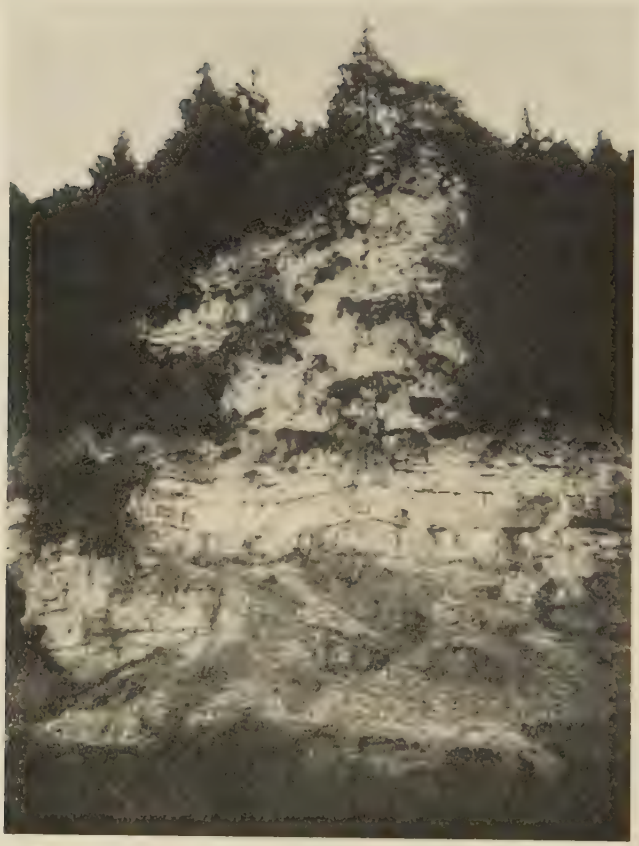
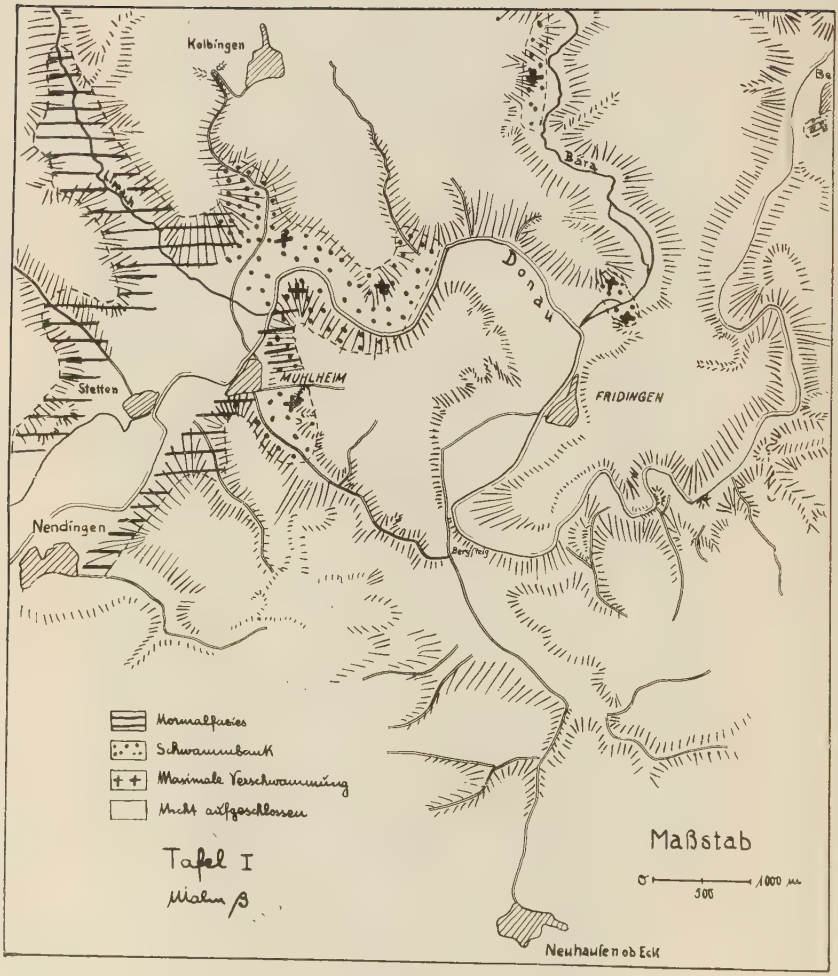


Bild 9. Malm-δ-Kalke als Unterlage des Massenkalkes an der Schelmenhalde bei Fridingen.

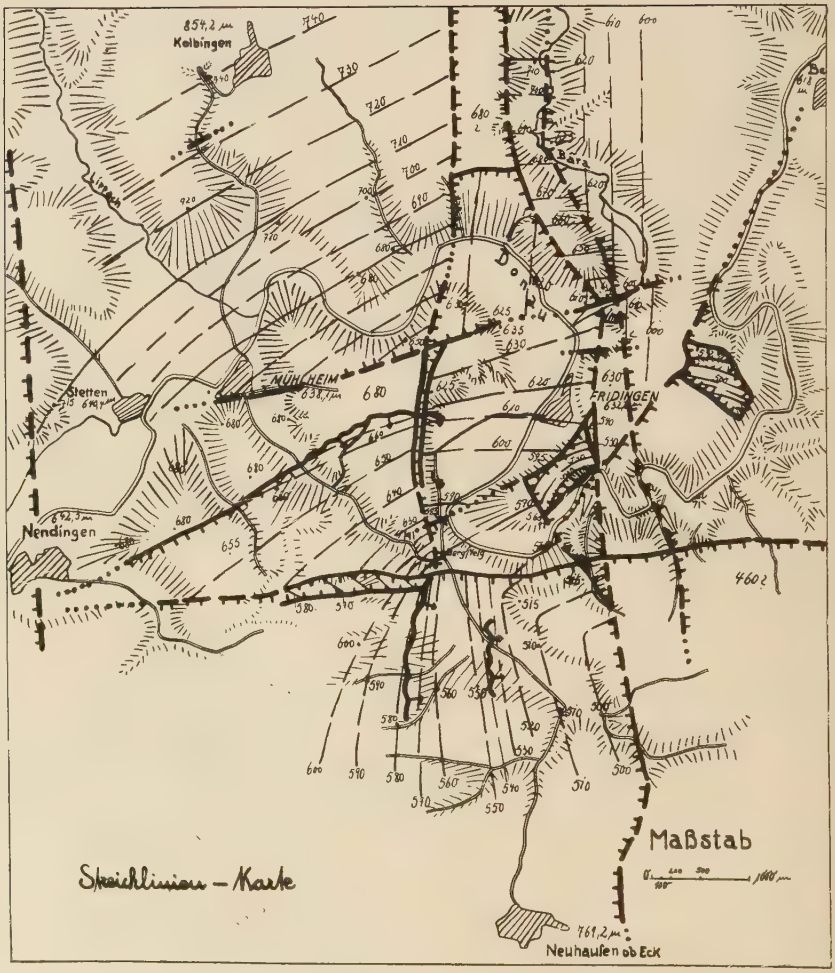
Bild 11. Blick donauaufwärts gegen W. Im Hintergrund Alt-Mühlheim.



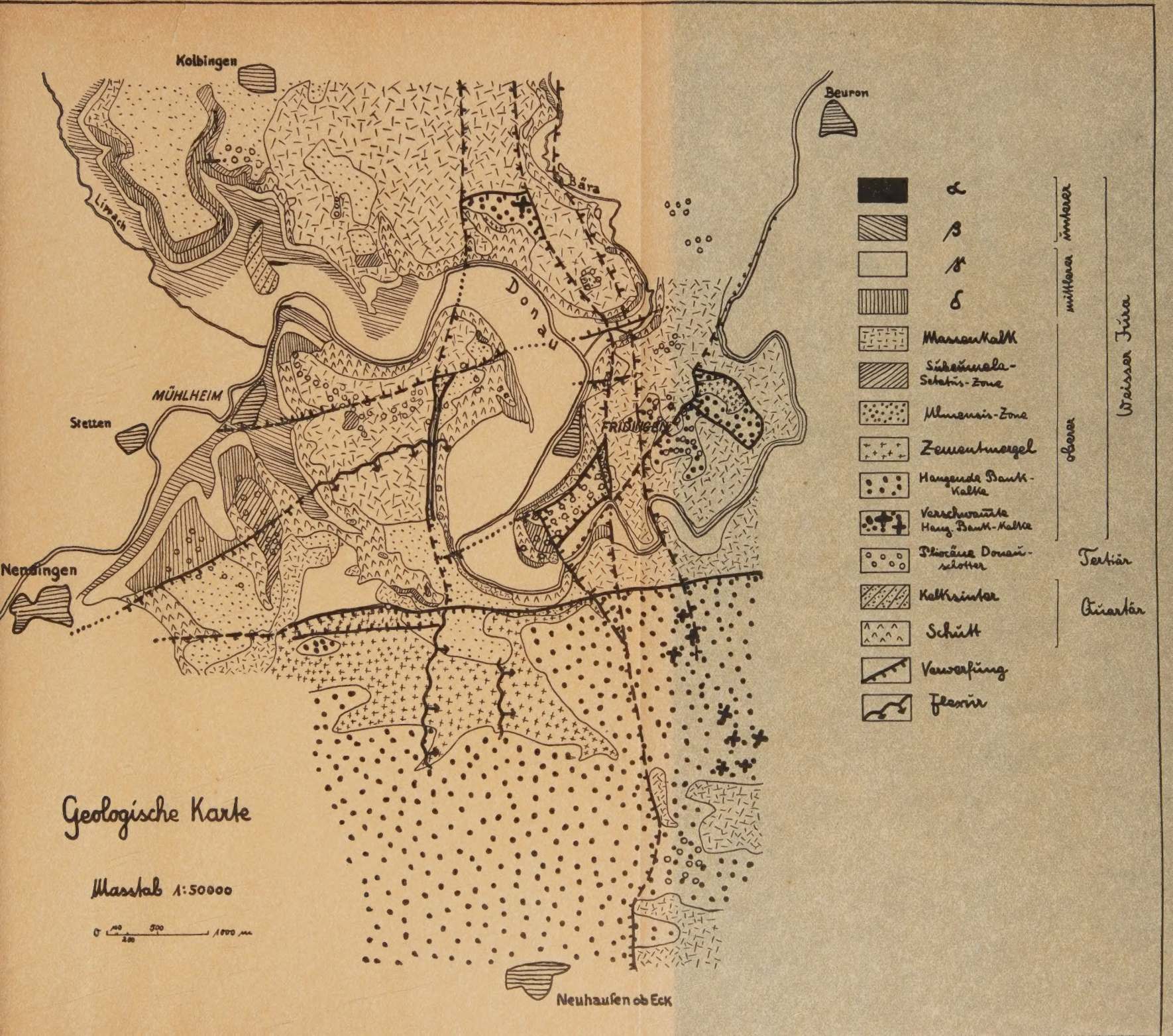
Tafel I.

Übersicht über die Verschwammung in Malm *β*.

Tafel II.
Übersicht über die Verschwammung in Malm γ, den Zementmergeln und den Hangenden Bankkalken.



Streichlinienkarte.



Geologische Karte

Masstab 1:50000

0 200 500 1000 m